

PETER BRUNS

**GEOCHEMISCHE UND SEDIMENTOLOGISCHE
UNTERSUCHUNGEN ÜBER DAS SEDIMENTATIONS-
VERHALTEN IM BEREICH BIOSTRATIGRAPHISCHER
DISKONTINUITÄTEN IM NEOGEN DES NORDATLANTIK,
ODP LEG 104, SITES 642B UND 643A**

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

Kiel 1996

GEOMAR REPORT 52

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
Christian Albrechts University
in Kiel

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
Zum Druck genehmigt am 21.11.1993

Redaktion der Serie: Gerhard Haass
Umschlag: Kerstin Kreis, Harald Gross,
GEOMAR Technologie GmbH

Managing Editor: Gerhard Haass
Cover: Kerstin Kreis, Harald Gross,
GEOMAR Technologie GmbH

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
D-24148 Kiel
Wischhofstr. 1-3
Telefon (0431) 600-2555, 600-2505

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
D-24148 Kiel / Germany
Wischhofstr. 1-3
Telephone (49) 431 / 600-2555, 600-2505

Zusammenfassung

Lange galten Ablagerungen in der Tiefsee als ungestört. Umso überraschender waren deshalb die Ergebnisse von Studien im Rahmen des DSDP (Deep Sea Drilling Project) und ODP (Ocean Drilling Program) Forschungsschwerpunktes, die zeigten, daß solche Sedimente häufig Diskontinuitäten in der Faunenverteilung aufwiesen. Diese Diskontinuitäten wurden in der Regel - ausgenommen einzelne Faunensprünge bei HUANG & WATKINS (1977) - als Schichtlücken bzw. Hiaten interpretiert.

Solche biostratigraphischen Diskontinuitäten finden sich auch in den Sedimenten des Vøring Plateaus (ODP Hole 642B und 643A), die in dieser Arbeit genauer untersucht wurden. Um die Sedimentationsverhältnisse dort rekonstruieren zu können, muß zunächst die geologische Bedeutung dieser Diskontinuitäten geklärt werden.

In der vorliegenden Arbeit wurde deshalb eine Methodik entwickelt, die es erlaubt, die Sedimentationsprozesse im Bereich biostratigraphischer Diskontinuitäten, die als Schichtlücken gedeutet werden, zu rekonstruieren. Kernstück der neuen Arbeitstechnik sind Iridiummessungen, die den Konzentrationsunterschied dieses Elements zwischen irdischem und kosmischem Eintrag ausnutzen. Der kosmische Iridiumeintrag ist konstant und bewirkt in Zeiten verminderter terrestrischer Sedimentation erhöhte Iridiumgehalte im Sediment. Umgekehrt zeichnen sich Zeiten vermehrter Sedimentation durch geringere Iridiumkonzentrationen aus. Da die Iridiumzufuhr aus dem Ail von terrestrischen Prozessen unabhängig ist, kann aus der Verteilung der Iridiumgehalte das Sedimentationsverhalten in Bereichen biostratigraphischer Diskontinuitäten rekonstruiert werden, und diese Rekonstruktion dazu verwendet werden um zu klären, ob es sich bei solchen Diskontinuitäten um Schichtlücken handelt bzw. wie diese entstanden sind.

Der Einsatz von Iridiummessungen im Rahmen dieser Fragestellung ist neu. Um weitere mögliche Einflüsse auf die Iridiumverteilungen erkennen zu können, wurden weitere geochemische Studien (Messungen von Platin, Osmium, Rhenium, Palladium, Gold, Ruthenium) und sedimentologische Untersuchungen (Korngrößenanalysen, Tonmineralzusammensetzungen, Bestimmungen der Standardparameter Karbonat, organischer Kohlenstoff, Schwefel) durchgeführt.

Um weitere stratigraphische, von der Biostratigraphie unabhängige Daten zur Untersuchung der Faunensprünge zu erhalten, erfolgten Messungen der $^{87}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse und ^{10}Be -Konzentrationen.

Es konnte in dieser Arbeit gezeigt werden, daß sämtliche untersuchten biostratigraphischen Diskontinuitäten, obwohl von anderen Bearbeitern durchweg als Hiaten bezeichnet, höchstwahrscheinlich keine Schichtlücken sind. Somit stellt sich generell die Frage, ob auch andere Hiaten Schichtlücken sind. Gleichzeitig wurden die erzielten Ergebnisse genutzt, um die Ablagerungsverhältnisse zu rekonstruieren. Dabei ergibt sich für die von den beprobten Kernabschnitten repräsentierten Neogenen Zeit ein Bild gleichmäßiger, terrigen dominierter Sedimentation bei feuchtwarmem Klima.

Abstract

For a long time, deep-sea sediments had been thought to be undisturbed. Thus it was rather surprising when studies of the DSDP (Deep Sea Drilling Project) and ODP (Ocean Drilling Program) revealed numerous unconformities in the fossil record. Except for some unconformities studied by HUANG & WATKINS (1976), these discontinuities were generally interpreted as gaps in the sedimentary record and consequently designated as hiatuses.

The sediments studied in this work come from the Vøring Plateau (ODP Hole 642B and 643), and display several of these biostratigraphic unconformities. So, in order to be able to reconstruct the sedimentation patterns of this area, the geological significance of these discontinuities must be resolved.

Therefore a new concept had to be developed, to reconstruct the sedimentation history in intervals where biostratigraphic unconformities are being interpreted as gaps. The essence of this new approach consists of iridium measurements using the high content of iridium in cosmogenic matter versus the low terrestrial input. Since the cosmogenic influx is constant, low sedimentation rates lead to high iridium concentrations in the sediments, while areas of high sedimentation rates display low iridium contents. The cosmogenic iridium influx is independent of terrestrial processes, thus the iridium concentration in sediments can be used to verify if those unconformities really are gaps. If these discontinuities are gaps it is then possible to reconstruct their genesis.

The application of iridium measurements in this context is new. Consequently further studies have been carried out, to see if the iridium concentration is affected by other factors. These studies include geochemical analyses (platin, osmium, rhenium, palladium, gold, ruthenium) and sedimentologic investigations (grain size determinations, clay mineralogy, measurements of carbonate, organic carbon and sulphur).

In order to get independent stratigraphic data, $^{87/86}\text{Sr}$ ratios and ^{10}Be concentrations have been measured.

In this work it could be shown - although always interpreted as hiatuses by other authors - that none of the investigated biostratigraphic unconformities proved to be a gap. This obviously raises the question, if other hiatuses really represent gaps. Additionally the results have been used to reconstruct the sedimentation environment. The Neogen intervals studied represent times of mostly terrigenous, continuous and stable sedimentation in moist and warm climatic conditions.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung/Abstract

1 Einleitung	1
1.1 Aufgabenstellung	1
1.2 Arbeitsmaterial	1
1.3 Geologische Entwicklung des Untersuchungsgebietes	5
2 Hiaten	8
2.1 Hiaten in der geologischen Literatur	8
2.2 Hiaten der untersuchten Kernabschnitte	10
2.3 Das Untersuchungskonzept	11
3 Einzeluntersuchungen	12
3.1 Geochemie	12
3.1.1 Strontiummessungen	12
3.1.1.1 Grundlagen der Strontiumuntersuchungen	12
3.1.1.2 Durchführung der Strontiummessungen	13
3.1.1.3 Ergebnisse und Auswertung der Strontiummessungen	13
3.1.2 Berylliummessungen	20
3.1.2.1 Grundlagen der Untersuchungen mit ^{10}Be	20
3.1.2.2 Durchführung der ^{10}Be -Messungen	21
3.1.2.3 Ergebnisse und Auswertung der ^{10}Be -Bestimmungen	22
3.1.3 Messungen von Iridium, Platin, Osmium, Rhenium, Palladium, Gold und Ruthenium	24
3.1.3.1 Grundlagen der Untersuchungen von Iridium, Platin, Osmium, Rhenium, Palladium, Gold und Ruthenium	24
3.1.3.2 Durchführung der Messungen von Iridium, Platin, Osmium, Rhenium, Palladium, Gold und Ruthenium	26
3.1.3.3 Ergebnisse und Auswertung der Bestimmungen von Iridium, Platin, Osmium, Rhenium, Palladium, Gold und Ruthenium	26

3.1.3.4 Nutzung der Iridiumkonzentrationen zur Rekonstruktion der Sedimentationsprozesse	31
3.2 Sedimentologie	39
3.2.1 Korngrößenbestimmungen	39
3.2.1.1 Grundlagen der Korngrößenuntersuchungen	39
3.2.1.2 Durchführung der Korngrößenbestimmungen	39
3.2.1.3 Ergebnisse und Auswertung der Korngrößenbestimmungen	39
3.2.2 Tonmineralogie	45
3.2.2.1 Grundlagen der Untersuchungen der Tonminerale	45
3.2.2.2 Durchführung der Tonmineralbestimmungen	46
3.2.2.3 Ergebnisse und Auswertung der Tonmineralbestimmungen	46
3.2.3 Standardparameter (Corg, CaCO ₃ , S)	51
3.2.3.1 Bestimmung der Standardparameter	51
3.2.3.2 Ergebnisse und Auswertung der Bestimmung der Standardparameter	51
4 Diskussion	54
4.1 Bedeutung biostratigraphisch definierter Hiaten	54
4.2 Beurteilung von Sedimentationsraten und Altersbestimmungen	55
4.3 Bedeutung der Meßwerte zur Rekonstruktion des Ablagerungsmilieus	60
4.4 Offene Fragen	61
5 Schlußfolgerungen	61
Literaturverzeichnis	64
Danksagung	73

Datenanhang: Die Datenanhänge sind dieser Arbeit nicht beigelegt. Die Datenanhänge können in der Bibliothek des GEOMAR Forschungszentrum für marine Geowissenschaften der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel eingesehen werden.

Abkürzungen / Anmerkungen

Abkürzungen:

DSDP = Deep Sea Drilling Project

mbsf = meters below sea floor (Tiefe in Meter unter der Sedimentoberfläche)

ODP = Ocean Drilling Program

Anmerkungen:

Schreibweise des Begriffes Hiatus:

In dieser Arbeit wird für den Plural des Wortes Hiatus, entgegen der sprachlich richtigen Form Hiatus mit Betonung auf dem u der zweiten Silbe (BOCKHAUS 1989, DUDEN 1990), die in der geologischen Fachliteratur eingeführte Schreibweise Hiaten verwendet.

1 Einleitung

1.1 Aufgabenstellung

Vor Beginn der Tiefseebohrprogramme DSDP (Deep Sea Drilling Project) und ODP (Ocean Drilling Program) ging man davon aus, daß Tiefseeablagerungen lückenlos und ungestört sind. Ozeanbecken, die aufgrund ihrer Tiefenlage energetisch günstigsten Ablagerungsräume, galten als Sedimentationsbereiche, die weder durch Strömungen noch durch Erosion gestört werden.

Umso überraschender waren die Ergebnisse stratigraphischer Untersuchungen im Rahmen des DSDP-Projektes (z.B. MOORE et al. 1978), die das Vorhandensein mehrerer Diskontinuitäten in der Faunenzusammensetzung anzeigten. Inzwischen weiß man durch zahlreiche Studien (u.a. KELLER & BARRON 1983 und 1987), daß biostratigraphische Diskontinuitäten ein weltweit häufiges Phänomen in pelagischen marinen Sedimenten darstellen.

Die Stratigraphien und Datierungen solcher Ablagerungen basieren überwiegend auf bio- und magnetostratigraphischen Daten. Bei gleichbleibender Sedimentzusammensetzung sind vielfach drastische Faunensprünge zu beobachten, die durch das plötzliche Verschwinden einer oder mehrerer Arten angezeigt werden. Die Sedimentologie bezeichnet diese Diskontinuitäten als Hiaten und deutet diese Diskontinuitäten somit als Schichtlücken. Schichtlücken können vereinzelt auf Erosion durch Bodenwasserströmungen, Lösungserscheinungen oder Zeiten von Nichtablagerung zurückzuführen sein. Das häufige Vorkommen und die Entstehung weltweiter biostratigraphisch definierter Hiaten in pelagischen, küstenfernen Tiefseesedimenten, die von verschiedenen Autoren (z.B. KELLER & BARRON 1983) festgestellt werden, sind noch nicht befriedigend geklärt. Es fehlen von der Biostratigraphie unabhängige Untersuchungen über die Bedeutung von Diskontinuitäten in der Faunenzusammensetzung für das Sedimentationsverhalten. Häufig werden als Ursachen globale Klimaschwankungen und daran gekoppelte Änderungen der Bodenwasserströmungen angegeben. Doch können diese Erkenntnisse noch nicht als gesichert gelten, da klimatische Entwicklungen auch aus der Faunenzusammensetzung, teilweise sogar aus dem Vorkommen biostratigraphisch definierter Hiaten abgeleitet werden. Folglich ist eine von der Biostratigraphie unabhängige Methode erforderlich, mit der die geologische Bedeutung der Hiaten geklärt werden kann.

Die vorliegende Untersuchung ist Teil eines Forschungsschwerpunktes, der sich auf die Entwicklung des Nordatlantik im Neogen konzentriert. Um die Sedimentationsprozesse rekonstruieren zu können, bedarf es einer möglichst lückenlosen zeitlichen Auflösung. Nach der stratigraphischen Synthese von GOLL (1989) fehlen in den hier untersuchten Kernen von ODP Leg 104, Bohrungen 642B und 643A, Sedimente für etwa 30% des Zeitraumes. Im Rahmen dieser Arbeit wurde daher diese Problematik näher untersucht.

Bisher gab es kein allgemein gültiges Verfahren, das die Prozesse erklärt, die die Entstehung der Hiaten bedingen. In der hier vorliegenden Untersuchung sind interdisziplinäre Techniken entwickelt worden, die es ermöglichen, die geologische Bedeutung der Hiaten zu definieren. Gleichzeitig lassen sich die erzielten Ergebnisse für die Rekonstruktion der Sedimentationsprozesse im Neogen des Nordatlantik nutzen.

1.2 Arbeitsmaterial

Bei den Proben handelt es sich um Sedimentmaterial von ODP Leg 104. Die Bohrlokationen von Leg 104 erschließen das gesamte, dem norwegischen Schelf vorgelagerte Vøring Plateau (Abb. 1 und 2). Das Vøring Plateau ist eine nahezu ebene Fläche mit einer mittleren

Wassertiefe von ca. 1200 m und wird durch das "Vøring Plateau escarpment" in einen inneren und einen äußeren Bereich geteilt. Das innere Vøring Plateau wurde durch Site 644, das äußere Vøring Plateau durch Site 642 erbohrt. Site 643 befindet sich im Übergangsbereich zwischen dem Abhang des Vøring Plateaus, dem östlichen Jan Mayen Rücken und dem Lofoten Becken in der Norwegischen See. Untersucht wurden Kernabschnitte von Site 642 und Site 643 (eine Zusammenstellung der Bohrdaten zeigt Tab. 1).

Tab. 1: Bohrdaten von Site 642 und 643 aus ELDHOLM et al. (1987a).

	SITE 642	SITE 643
Lage:	67° 15,5'N und 2° 55,7'E	67° 42,9'N und 1° 02,0'E
Wassertiefe:	1292,7 m	2779,8 m
Eindringtiefe:	221,1 m	565,2 m
Kerngewinn:	97,5 %	79,5 %
ältestes erbohrtes Gestein:	frühes Miozän	mittleres bis frühes Eozän

Bei den Sedimenten handelt es sich um unverfestigte, meist kieselige, teils nannofossilhaltige Schlämme mit niedrigen Karbonatgehalten (ELDHOLM et al. 1987a und 1989a). Die Schlämme bestehen überwiegend aus terrigenen Tonmineralen. Eine Übersicht über die Lithologie der untersuchten Kernabschnitte gibt Tab. 2.

Tab. 2: Lithostratigraphie von Hole 642B und 643A zusammengestellt aus ELDHOLM et al. (1987a und 1989a).

Hole 642B	Hole 643A	Einheit
glaziomarine Schlämme (0-66 m)	glaziomarine Schlämme (0-51 m)	I
nannofossil-haltige Schlämme (66-87 m)	Nannofossilien-Schlämme (51-65 m)	II a
nannofossil-haltige, kieselige Schlämme (87-108 m)	kieselige z.T. sandige Schlämme (65-81 m)	II b
kieselige bis mergelige nannofossil-haltige Schlämme (108-138 m)	diatomeen-nannofossil- haltige Schlämme (81-100 m)	II c
kieselige bis karbonatische nannofossil-haltige Schlämme (138-157 m)		II d
kieselige z.T. nannofos- silt-haltige Schlämme (157-277 m)	diatomeen z.T. nannofos- silt-haltige Schlämme (81-273 m)	III

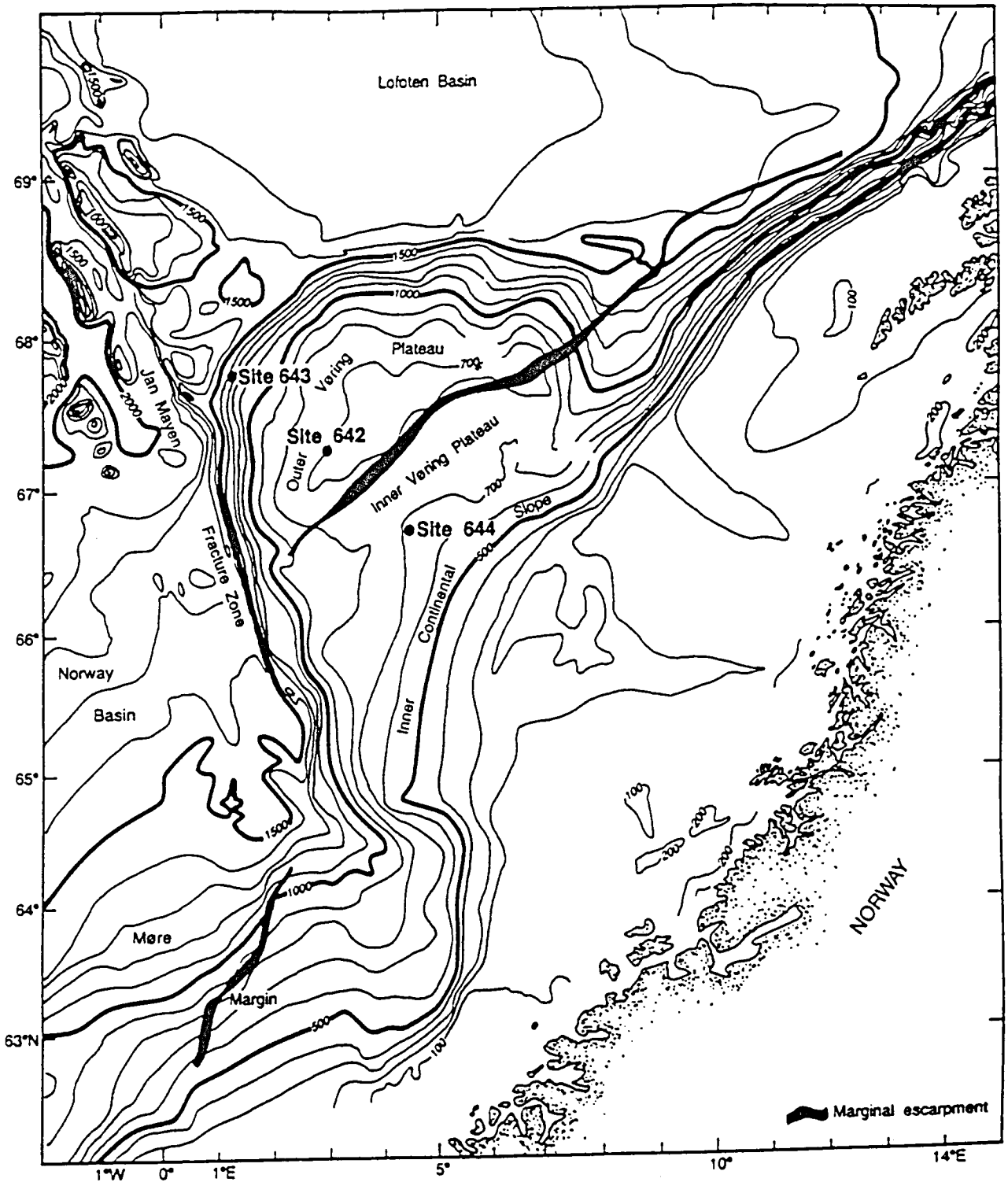


Abb. 1: Bathymetrie des Vøring Plateaus und geographische Lage der Bohrlokationen von ODP Leg 104 aus ELDHOLM et al. (1987b) nach einer Vorlage von MUTTER et al. (1984).

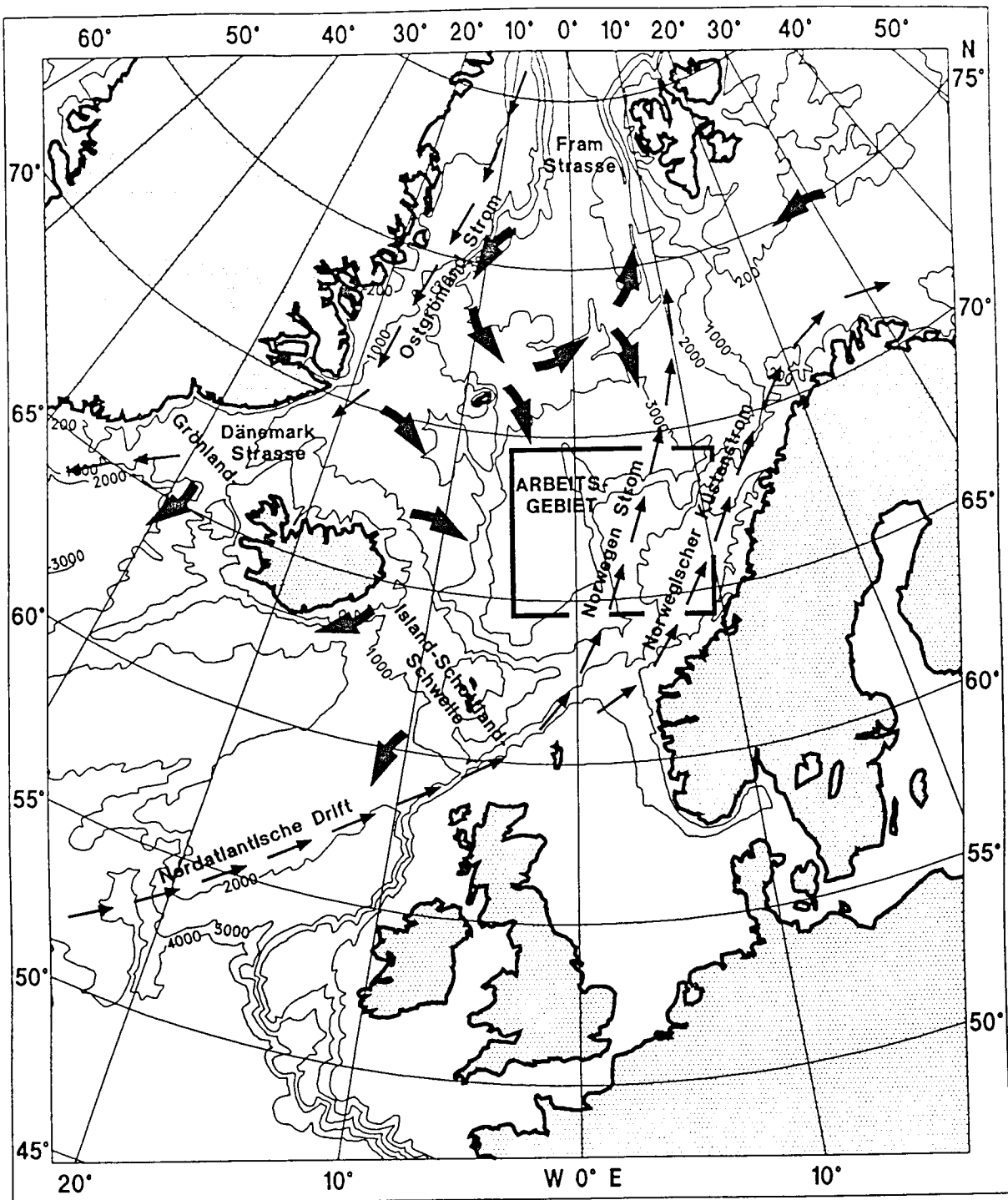


Abb. 2: Wichtige Strömungen in der Norwegisch-Grönländischen See, zusammengestellt aus Daten von TRANGELED (1974), KELLOGG (1975, 1976), MÜLLER et al. (1979) JOHANNESSEN (1986), WENZEL (1986) ELDHOLM et al (1987b) und SWIFT & KOLTERMANN (1988). Die schmalen Pfeile stellen Oberflächenströmungen, die breiten Pfeile Tiefenwasserströmungen dar.

Die Probenauswahl wurde durch die Fragestellung nach der sedimentologischen Bedeutung biostratigraphisch definierter Hiaten bestimmt. Zur Untersuchung eines Hiatus werden Proben ober- und unterhalb desselben benötigt. Um zusätzlich Aussagen über die räumliche Ausdehnung von Hiaten zu erhalten, sollten gleichalte Intervalle zweier verschiedener Bohrungen verglichen werden. Die Sedimente dürfen nicht durch Bioturbation oder andere Umlagerungsprozesse gestört und müssen möglichst vollständig sein. Diese letzte Eigenschaft kann sowohl durch ungenügende Kernaussbeute als auch durch vorangegangene Probenentnahmen anderer Wissenschaftler beeinträchtigt werden. Die, unter Berücksichtigung dieser Kriterien ausgesuchten Kernabschnitte stellen häufig Kompromisse dar und sind in Abb. 3 dargestellt.

1.3 Geologische Entwicklung des Untersuchungsgebietes

Die geologische Entwicklung des Vøring Plateaus ist eng an die Entstehung des Nordatlantik geknüpft. Die in dieser Arbeit untersuchten Sedimentationsprozesse werden ganz entscheidend von den paläogeographischen, paläobathymetrischen und paläoklimatischen Veränderungen beeinflusst. Weil das Vøring Plateau im Rahmen des ODP-Projektes zur Rekonstruktion der soeben aufgeführten geologisch bedeutsamen Abläufe als zu untersuchende Lokalität ausgewählt wurde, liegen zahlreiche Arbeiten über dieses Gebiet bereits vor. Auf den Ergebnissen dieser Studien basiert die nun folgende Beschreibung. Eine umfassende Darstellung der geologischen Entwicklung des Vøring Plateaus findet sich bei ELDHOLM et al. (1989a).

Tektonik

Der genaue Ablauf und die zeitliche Abfolge der Frühphase der geologischen Entwicklung des Vøring Plateaus sind noch unklar. SKOGSEID & ELDHOLM (1989) und THIEDE et al. (1989) führen die Heraushebung des Vøring Plateaus auf vulkanische Riftingprozesse in Zusammenhang mit der initialen Aufweitung des Nordatlantik zurück. Durch eine anschließende Expansion der Struktur des Vøring Plateaus kommt es zu regional unterschiedlichen Subsidenzen.

Die spätere Entwicklung ist wesentlich besser dokumentiert. Nach THIEDE et al. (1989) und ELDHOLM et al. (1989b) geht aus paläoklimatischen Daten hervor, daß das zentrale Vøring Plateau im frühen Paläogen über dem Meeresspiegel lag, während das äußere Vøring Plateau bereits überflutet war. Im mittleren Oligozän sinkt schließlich das gesamte Vøring Plateau unter den Meeresspiegel ab. Infolge anhaltender Subsidenz nimmt im Laufe der weiteren geologischen Entwicklung die Wassertiefe bis in das Holozän kontinuierlich zu (ELDHOLM et al. 1989b).

Für Hole 642B wird eine meeresoberflächennahe bis subaerische Lage vor 55-58 Mio. Jahren angenommen, um anschließend gleichmäßig und etwas langsamer als vergleichbare ozeanische Kruste auf die heutige Tiefenlage abzusinken (THIEDE et al. 1989). Die ältesten erbohrten Ablagerungen in Hole 643A deren Alter auf ca. 23 Mio. Jahre beziffert wird (ELDHOLM et al. 1989a), sind nach THIEDE et al. (1989) bereits in einer Wassertiefe von 500-800 m entstanden. Die Subsidenz erfolgte ebenfalls gleichmäßig mit einer für normale ozeanische Kruste vergleichbaren Geschwindigkeit auf die derzeitige Tiefe.

Sedimentation

Die ältesten Sedimente des Vøring Plateaus sind mitteleozäne Ablagerungen erodierter basaltischer Laven (THIEDE et al. 1989). Bei fortschreitender Subsidenz verstärken sich während des Miozäns der terrigene Eintrag sowie der hemipelagische und pelagische biogene Anteil.

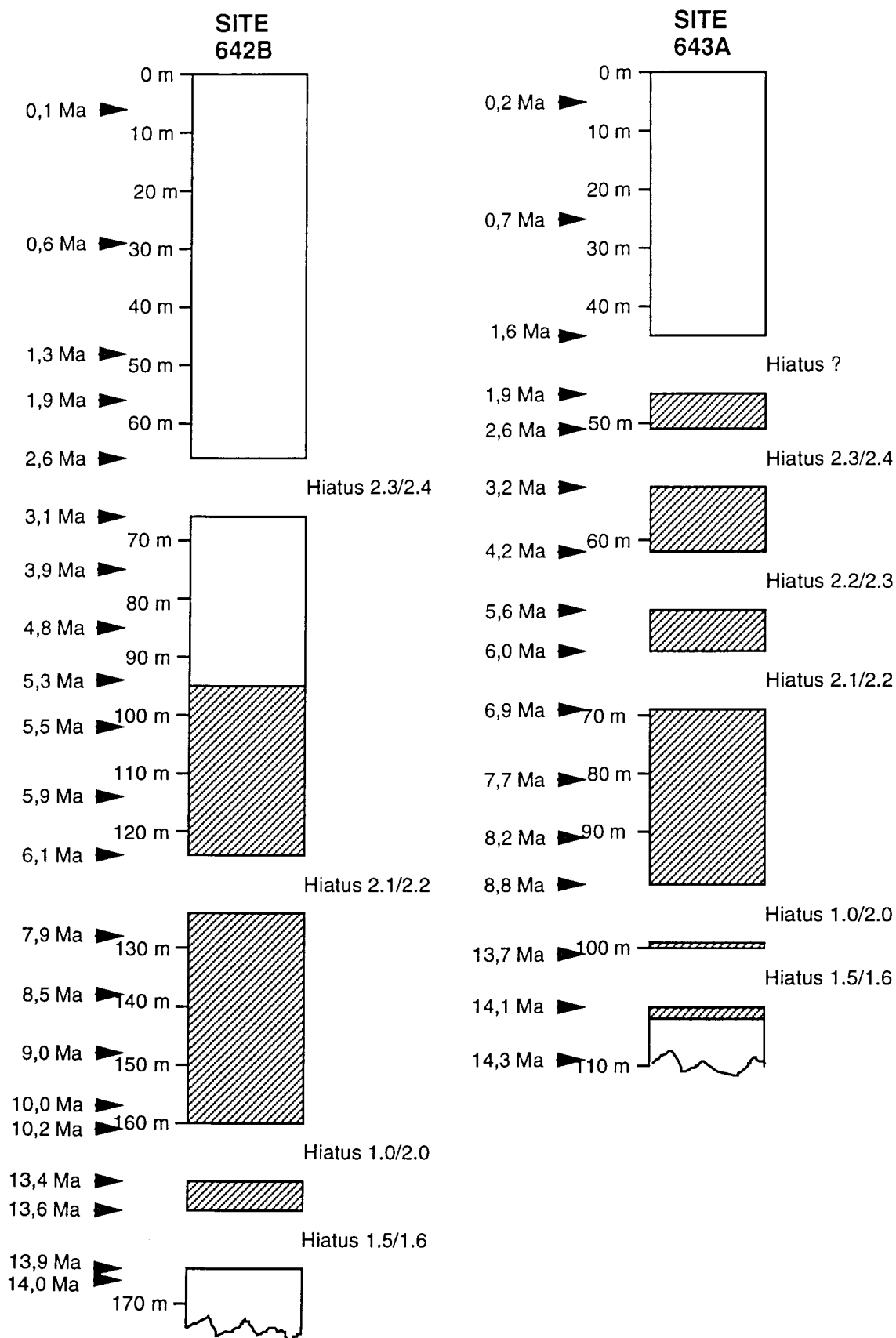


Abb. 3: Biostratigraphisch definierte Hiaten und Nomenklatur für Site 642B und Site 643A nach Daten aus ELDHOLM et al. (1989a). Die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Intervalle sind schraffiert.

Insgesamt läßt sich ein innerhalb der biogenen Komponenten ein Trend von zunächst überwiegend kieseligen Partikeln zu vermehrter Karbonatproduktion erkennen, doch ist eine genauere Beschreibung dieser Entwicklung aufgrund ungenügender Daten derzeit noch nicht möglich (GOLL 1989). Erstes eistransportiertes Material ist ab 13,6 Mio. Jahre in den Bohrkernen vorhanden (HENRICH et al. 1989). Gleichzeitig sind ab diesem Zeitpunkt die karbonatischen Anteile im Sediment deutlich beständiger als zuvor (GOLL 1989). Im späten Miozän nimmt die karbonatische Sedimentation weiter zu. Eine deutliche Veränderung der Sedimentation beginnt im späten Pliozän. Sie ist durch wechselnde Karbonatgehalte und glaziale Ablagerungen gekennzeichnet und setzt sich bis in das Holozän fort.

Klima

Das Gebiet des Vøring Plateaus war zu Beginn des Eozän im subärischen Bereich durch subtropische bis tropische Klimata gekennzeichnet (THIEDE et al. 1989). Globale Abkühlungsphasen im frühen Miozän (BALDAUF & BARRON 1990) beeinträchtigten auch die Verhältnisse der Norwegischen See und führten zu einem warm gemäßigten Klima. Einen raschen Abfall der Oberflächenwassertemperaturen zwischen 9,5 und 8 Mio. Jahren leiten CIESIELSKI & CASE (1989) aus ihren Untersuchungen an Silicoflagellaten ab. Weiter abnehmende Temperaturen im frühen Pliozän und Anzeichen deutlichen Eintrages von eistransportiertem Sedimentmaterial vor 2,6 Mio. Jahren werden für das Gebiet des Vøring Plateau von HENRICH et al. (1989) beschrieben. Bestätigt wird diese Aussage durch das Vorhandensein von aufgearbeiteten karbonatischen Mikrofossilien aus der Kreide, das auf glaziale Transportvorgänge zurückgeführt wird (SPIEGLER 1989). Wechsel von Warm- und Kaltzeiten kennzeichnen die weitere klimatische Entwicklung im Quartär.

Ozeanographie der Norwegisch Grönländischen See

Veränderungen der Bodenwasserströmungen durch die paläobathymetrische, paläogeographische und klimatische Entwicklung werden von einigen Autoren (ROBERTS et al. 1979; MILLER & TUCHOLKE 1983; KELLER & BARRON 1987; BOHRMANN et al. 1990) als maßgebende Größen für die Entstehung von Hiaten angegeben (siehe Kap. 2.1). Deshalb wird im folgenden ein kurzer Abriss der ozeanographischen Entwicklung der Norwegisch-Grönländischen See, zu der auch das Vøring Plateau gehört, gegeben.

Aus einzelnen, mehr oder weniger isolierten Meeresbecken zu Beginn des Paläogen bildet sich durch tektonische Veränderungen ein zusammenhängender Meeresbereich. Bei den tektonischen Veränderungen handelt es sich um die Öffnung der Fram Straße im Oligozän und deren weiteres Absinken im mittleren Miozän (KRISTOFFERSEN 1990), um das Absinken der Grönland-Island-Schottland-Schwelle nur wenig später (KRISTOFFERSEN 1990) und die Öffnung der Dänemark Straße im späten Miozän (BOHRMANN et al. 1990).

Rezent liegt das Vøring Plateau im Einflußbereich des Norwegenstromes (ELDHOLM et al. 1987b). Der Norwegenstrom stellt eine Fortsetzung der Nordatlantischen Drift und des Golfstromes dar und transportiert im wesentlichen warmes Oberflächenwasser hoher Salinität entlang dem norwegischen Schelf nach Norden. Der Rückfluß polarer Oberflächenwassermassen geringerer Salinität in den Nordatlantik erfolgt durch den Ost-Grönlandstrom über die Dänemark Straße (TRANGELED 1974, JOHANNESSEN 1986 und WENZEL 1986). Die Tiefenwasserzirkulation der Norwegisch-Grönländischen See und ihr Einfluß auf die Sedimentation sind bislang noch ungenügend verstanden (WOLF 1991). Ursprungsgebiete des Tiefenwassers der Norwegisch-Grönländischen See sind die Barents See, das Nordpolarmeer, die östliche Grönländische See und die Isländische See (MÜLLER et al. 1979, JOHANNESSEN 1986, SWIFT & KOLTERMANN 1988). Diese Wassermassen bilden großräumige zyklonale Wirbel, die von den lokalen bathymetrischen Verhältnissen

verändert werden. Ab einer Wassertiefe von 2000 m gibt WENZEL (1986) verminderte Strömungsgeschwindigkeiten und eine antizyklonale Wasserbewegung an. Eine Übersicht über die rezenten Strömungsverhältnisse zeigt Abb. 2.

Aus den spärlichen ozeanographisch relevanten Daten im Paläogen und dem Auftreten mehrerer Hiaten leiten THIEDE et al. (1989) wiederholte Schübe vermehrter Bodenwasserströmungen ab. Hinweise auf die weitere Entwicklung der Bodenwasserströmungen basieren im wesentlichen auf den Untersuchungen karbonatischer Foraminiferen. Wegen des äußerst geringen Vorkommens dieser Fossilengruppe im frühen Neogen lassen sich für diesen Zeitabschnitt kaum Aussagen über die Zirkulation ableiten. Erst ab dem mittleren Miozän sind bessere Daten vorhanden. Nach THIEDE et al. (1989) geht daraus ein extremes Lösungsereignis im mittleren Miozän hervor, das in Zusammenhang mit starken Tiefenwasserströmungen stehen könnte. Ab diesem Zeitpunkt, evtl. auch schon früher, schließen die selben Autoren auf heutigen Verhältnissen vergleichbare Strömungsmuster.

2 Hiaten

2.1 Hiaten in der geologischen Literatur

Hiaten sind nach MURAWSKI (1972) Schichtlücken, hervorgerufen durch Sedimentationsunterbrechung. BATES & JACKSON (1987) definieren Hiaten als stratigraphische und/oder zeitliche Lücken in der geologischen Überlieferung. In der Biostratigraphie werden Hiaten durch das plötzliche Verschwinden einer oder mehrerer Arten definiert (soweit vorhanden, werden paläomagnetische und Isotopendaten mitberücksichtigt). Das Aussetzen von Arten allein ist jedoch noch kein Beweis für eine Schichtlücke, es könnte z.B. auf Fazies- oder Klimaveränderungen zurückzuführen sein. Eigentlich wäre demzufolge die Bezeichnung Diskontinuität in der Artenverteilung richtiger. In der neueren Literatur werden solche Diskontinuitäten aber durchgängig als Hiaten bezeichnet. Außerdem wurde der Hiatusbegriff auch bei der weltweiten Korrelation solcher Diskontinuitäten (KELLER & BARRON 1987) verwendet. Da es wenig sinnvoll erscheint, einen einmal eingeführten Begriff neu zu definieren und um keine neuen Unklarheiten zu schaffen, wird auch in der vorliegenden Arbeit die Bezeichnung Hiaten als Synonym für Diskontinuitäten in der biostratigraphischen Entwicklung benutzt. Der in den biostratigraphischen Arbeiten übliche Schluß, daß eine Schichtlücke vorliegt, wird in dieser Arbeit jedoch nicht übernommen. Sollte sich eine der in dieser Arbeit untersuchten Diskontinuitäten eindeutig als Schichtlücke und somit als Hiatus im Sinne der Definitionen von MURAWSKI (1972) und BATES & JACKSON (1987) herausstellen, dann wird dies explizit erwähnt.

Es gibt eine Reihe von Untersuchungen, die sich mit der Entstehung und der geologischen Bedeutung von Hiaten, die als Schichtlücken gedeutet werden, auseinandersetzen. Solche Hiaten finden sich in marinen Sedimenten, Manganknollen (GLASBY 1986) und fast allen anderen Ablagerungen. In dieser Arbeit geht es um die Hiaten in marinen Sedimenten. Schichtlücken in diesem Milieu sollten eher die Ausnahme als die Regel sein, da die Ozeanbecken den energetisch niedrigsten Ablagerungsraum bilden. Zahlreiche Untersuchungen belegen jedoch, daß Hiaten ein häufiges Phänomen in Tiefseesedimenten darstellen.

Die in den nachfolgenden fünf Absätzen aufgeführten Autoren interpretieren Hiaten grundsätzlich als Schichtlücken und sprechen in ihren Arbeiten häufig nur von Hiaten, obwohl noch nicht mit Sicherheit geklärt ist, ob es sich auch jeweils wirklich um Schichtlücken handelt.

Als mögliche Ursachen von Hiaten geben KELLER & BARRON (1987) in Gebieten mit hohen Sedimentationsraten Ablagerungsunterbrechungen oder Lösung biogener Komponenten an. In Regionen geringer Sedimentation führen dieselben Autoren Hiaten überwiegend auf chemische und mechanische Erosion zurück. Diese zweite Beobachtung deckt sich auch mit den Ergebnissen von KENNETT & WATKINS (1976) und einer früheren Arbeit von KELLER & BARRON (1983), in der mehrere weltweit verbreitete Hiaten aus dem Miozän mit Strömungsveränderungen der Bodenwassermassen, die durch Abkühlungsprozesse in polaren Breiten hervorgerufen wurden, korrelieren. KELLER & BARRON (1987) schränken diese Kausalität ein, indem sie darauf verweisen, daß einige überregionale Hiaten zu Warmzeiten entstehen und folglich Klimaschwankungen ein wichtiger aber nicht alleiniger Grund für die Entstehung von Hiaten sind. Außerdem sind dieser Studie nach zu unterschiedlichen geologischen Zeitabschnitten verschiedene Mechanismen (siehe Tab. 3) für die Hiatusgenese denkbar.

LOUTIT & KENNETT (1981) erkennen eine positive Abhängigkeit zwischen der Zahl der Hiaten in der Tiefsee und der Höhe des Meeresspiegels. Ihrer Argumentation nach wird bei Meeresspiegelhöchstständen das meiste karbonatische und terrigene Material auf dem Kontinentalschelf abgelagert, so daß die Sedimentzufuhr für die ozeanischen Becken sich deutlich vermindert und Lösungsprozesse wirksamer werden. HAQ et al. (1987) konnten diesen Sachverhalt mit ihren Studien über Meeresspiegelschwankungen bestätigen. Entsprechend müßten sich die Hiaten durch abnehmende Karbonatgehalte auszeichnen. Dem widerspricht die Feststellung von KELLER & BARRON (1987), daß Hiaten, die jünger als 11 Mio. Jahre sind, mit Maxima der Karbonatkonzentrationen zusammenfallen.

Tektonische und daraus resultierende paläogeographische und paläobathymetrische Veränderungen können auch zu Veränderungen der Zirkulationsmuster führen (KELLER & BARRON 1987). Die Folgen entsprechen denen klimatischer Wechsel. ROBERTS et al. (1979) und MILLER & TUCHOLKE (1983) begründen den vermehrten Ausfluß von Tiefenwasser aus der Norwegischen See im mittleren Miozän, die resultierende Erosion und das vermehrte Auftreten von Hiaten mit solchen tektonischen Entwicklungen. Die Rekonstruktion der tektonisch-paläogeographischen Geschichte im Neogen des Nordatlantik ist noch nicht eindeutig, so daß noch verschiedene Modelle parallel existieren (WOLD 1992).

Eine Zusammenstellung einiger wichtiger Arbeiten zu diesen Themenkomplex zeigt Tab. 3. Aus dem vorausgehenden Text und der Tabelle ist ersichtlich, daß es oft mehrere Erklärungen gibt, deren Gewichtung und Gültigkeit noch nicht eindeutig geklärt sind. Es wird zwar auf globale Abläufe eingegangen aber das Sedimentationsverhalten während nicht dokumentierter Zeiträume, abgesehen vom Erosionsvorgang, nur selten untersucht.

In der Arbeit von HUANG & WATKINS (1977) wird die Schiefe der Korngrößenverteilungskurve als Kriterium zur Erkennung von Hiaten herangezogen. Danach tragen vermehrte Bodenwasserströmungen zunächst feineres Material ab und bei wieder nachlassenden Strömungen setzen sich erst die gröberen und dann die feineren Partikel. Somit zeichnet sich das Hiatusende infolge nachlassender Strömungen durch eine positive Schiefe der Korngrößenverteilungskurve aus. Die Autoren selber schränken die Möglichkeiten dieses Ansatzes aus mehreren Gründen ein. Die Korngrößenverteilung ist nicht nur vom Transport und somit der Strömungsgeschwindigkeit abhängig sondern auch von der Größe der Partikel, die bei der Bioproduktion entstehen. Die Ungenauigkeiten bei der Korrelation von Hiaten mit der Korngrößenverteilung begründen HUANG & WATKINS (1977) damit, daß die Erhöhung der Strömungsgeschwindigkeit nicht notwendigerweise zu Hiaten sondern in einigen Fällen lediglich zu verminderten Sedimentationsraten führt.

Tab. 3: Faktoren mit Einfluß auf die Hiatusgenese nach Autor.

Autor	Hiatusgenese
BOHRMANN et al. (1990):	Bodenwassermassen Tektonik / Paläogeographie Abkühlungsphasen
GLASBY (1986):	Bodenwasserströmungen Klimaschwankungen
HAQ et al. (1987):	Meeresspiegelhöchststände
KELLER & BARRON (1983):	Bodenwasserströmungen Abkühlungsphasen
KELLER & BARRON (1987):	Nichtablagerung Lösung Bodenwasserströmungen Klimaschwankungen Meeresspiegelschwankungen Tektonik / Paläogeographie
LOUTIT & KENNETT (1981):	Meeresspiegelhöchststände
MILLER & TUCHOLKE (1983):	Tektonik / Paläogeographie Bodenwasserströmungen
ROBERTS et al. (1979):	Tektonik / Paläogeographie Bodenwasserströmungen
RONA (1973):	Meeresspiegelschwankungen
UJIE (1984):	Bodenwasserströmungen Wirbelbildung Abkühlungsphasen Meeresspiegeltiefststände Impaktereignisse

2.2 Hiaten in den untersuchten Kernabschnitten

In der stratigraphischen Synthese von ODP Leg 104 (GOLL 1989) ist das häufige Auftreten von Hiaten eine der wichtigsten Feststellungen. Weil in dieser und in anderen Arbeiten (z.B. THIEDE et al. 1989, WOLF 1991) die Hiaten in ODP Leg 104 als Schichtlücken gesehen werden, fehlen aufgrund der Zeit die in den Hiaten steckt, in Hole 642B bis zu 45,5 % und in Hole 643A bis zu 41,7 % der Ablagerungen bis zu Beginn des Neogens (GOLL 1989). Die Hiaten werden auf Erosion und Nichtablagerung zurück geführt (GOLL 1989, THIEDE et al. 1989). Eine Übersicht über die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Hiaten im Neogen von Leg 104 Hole 642B und Hole 643A gibt Abb. 3.

Nach GOLL (1989) lassen sich einige der Hiaten von Abb. 3 korrelieren. Hiatus 1.5/1.6 in beiden Holes fällt mit den von HAQ et al. (1987) ermittelten Meeresspiegelschwankungen zusammen. Die Hiaten 2.1/2.2 und 1.0/2.0 Holes 642B und 643A sind zeitgleich mit den pazifischen Hiaten NH6 und NH3 bzw. 4 nach KELLER & BARRON (1987). Hiatus 2.3/2.4 hat eine Verschiebung von 0,6 Mio. Jahren zu NH8.

Die Festlegung des längsten Hiatus 1.0/2.0 ist nach GOLL (1989) am unsichersten und zeigt einige allgemeine Probleme bei Studien über die geologische Bedeutung von Hiaten.

Das Festlegen der Dauer und der Position von Hiaten basiert überwiegend auf deutlichen Veränderungen der fossilen Artenverteilung. Die exakte Position der Tiefe der Hiaten in Holes 642B und 643A beruht sogar ausschließlich auf biostratigraphischen Daten (BLEIL 1989). Die Altersfixpunkte und Stratigraphien selber (die exakte Position der Hiaten ausgenommen) beruhen jedoch auf einer Korrelation biostratigraphischer Daten mit paläomagnetischen und geochemischen Informationen. Aufgrund von Probenabständen, Inhomogenitäten in der Probenzusammensetzung und Veränderungen der Sedimentationsraten kann es dazu kommen, daß fließende Wechsel in der Faunenzusammensetzung in der Auswertung und Korrelation solcher Untersuchungen als drastische Faunensprünge auftauchen.

Eine weitere Schwierigkeit bei der Interpretation der Hiatusdauer ist das Problem, daß eine Schichtlücke an sich nicht greifbar ist. Erodieren Strömungen oder Lösungsprozesse vorhandene Ablagerungen, läßt sich, da ja das Material fehlt, der Beginn dieses Vorgangs nicht ermitteln, sondern nur sein Ende durch die wieder einsetzende Sedimentation. Folglich kann man das Ende eines Hiatus festlegen, während die Bestimmung des Anfangs unsicher ist. In Gebieten mit großen Ablagerungsgeschwindigkeiten wird durch eine gleich starke Erosion zeitlich betrachtet ein kürzeres Intervall entfernt als in Regionen geringerer Ablagerungsgeschwindigkeiten. Dieses Phänomen wurde von KELLER & BARRON (1987) durch Vergleiche zeitgleicher (bezieht sich hier nur auf das Ende des Hiatus) Hiaten aus unterschiedlichen Sedimentationsräumen belegt.

2.3 Das Untersuchungskonzept

Das Untersuchungskonzept besteht aus vier Teilen.

Erstens soll mit Messungen von $^{87/86}\text{Sr}$ Strontiumverhältnissen und ^{10}Be Berylliumkonzentrationen untersucht werden, ob biostratigraphisch definierte Hiaten echte Schichtlücken sind. Das $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnis im Meerwasser im Neogen unterliegt einer stetigen Abnahme mit zunehmenden Alter. ^{10}Be ist instabil und die Konzentration nimmt aufgrund des radioaktiven Zerfalls ebenfalls mit zunehmenden Alter ab. Folglich zeigen Messungen der $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse und der ^{10}Be -Gehalte im Sediment Schichtlücken durch Sprünge im Verlauf der Konzentrationstiefenkurven an. Nur wenn sich ein biostratigraphisch definierter Hiatus mit einem Sprung in diesen Konzentrationstiefenkurven deckt, kann es sich um eine echte Schichtlücke im Sediment handeln. Beide Methoden sind voneinander unabhängig und dienen dazu die Gültigkeit biostratigraphisch postulierter Hiaten zu überprüfen.

Zweitens kann mit einer neuen im Rahmen dieser Arbeit entwickelten Arbeitstechnik, die auf den Iridiumkonzentrationen im Sediment basiert, die Hiatusgenese näher untersucht werden. Iridiumgehalte sind in extraterrestrischer Materie im Verhältnis zur Erdkruste so hoch, daß es möglich ist, aus der Kombination des Iridiumflux aus dem All und der Iridiumkonzentration im Sediment, die Sedimentationsraten auf den Punkt genau zu berechnen sowie Stagnationsphasen und Erosionsprozesse zu erkennen.

Drittens ist es unerlässlich zu überprüfen, ob und in welchem Maße die geochemischen Parameter durch Variationen der Sedimentationsprozesse beeinflusst werden. Strontium wird in Kalziumkarbonat eingebaut. Hohe Karbonatanteile verdünnen außerdem die Berylliumkonzentration im Sediment. ^{10}Be wird bevorzugt in alumosilikatische Tonminerale eingelagert, so daß es wichtig ist, parallel zu den $^{87/86}\text{Sr}$ -Messungen und ^{10}Be -Bestimmungen Variationen der Karbonatkonzentrationen und das Verhalten der Tonminerale aufzuzeichnen.

Messungen der Iridiumkonzentrationen in Hinblick auf die Fragestellung nach Sedimentationsgeschwindigkeiten und der geologischen Bedeutung der Hiaten sind bisher nicht durchgeführt worden. Um die Zuverlässigkeit dieses Ansatzes beurteilen zu können, wurden weitere Platinmetallgehalte sowie Gold und Rhenium mituntersucht. Sedimentologische Analysen, Korngrößenbestimmungen und Messungen von Standardparametern wie organischer Kohlenstoff und Schwefel, ergänzen die geochemischen Untersuchungen.

Viertens sollen die erhaltenen Ergebnisse als Beitrag zur Rekonstruktion der Sedimentationsprozesse im Neogen des Nordatlantik genutzt werden. Im Vordergrund steht hierbei die sedimentologische Interpretation biostratigraphisch definierter Hiaten. Hinzu kommen daraus abzuleitende Aussagen über Bodenwasserströmungen und Daten über die klimatologische Entwicklung.

3. Einzeluntersuchungen

3.1 Geochemische Analysen

3.1.1 Strontiumisotopenmessungen

3.1.1.1 Grundlagen der Strontiumisotopenmessungen

Strontium ist in karbonatischen Hartteilen mariner Organismen enthalten. Das $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnis wird bei dem Einlagerungsprozeß nicht verändert und entspricht dem Verhältnis im Meerwasser zum Zeitpunkt der Hartteilentstehung (DEPAOLO & INGRAM 1985). Unterschiede zwischen den $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnis in den verschiedenen Organismen sind minimal und können im Rahmen der nachfolgend beschriebenen Methodik vernachlässigt werden. Das Verhältnis des im Meerwasser gelösten $^{87}\text{Strontium}$ zu $^{86}\text{Strontium}$ zu einem gegebenen Zeitpunkt kann wegen der guten Durchmischung der Wassermassen in allen Weltmeeren als gleich angesehen werden (RICHTER & DEPAOLO 1988). Die Variation der $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse im Laufe der Erdgeschichte ist somit ortsunabhängig und wird für die letzten 25 Mio. Jahre u.a. von DEPAOLO & INGRAM (1985), RICHTER & DEPAOLO (1988) und HESS et al. (1986) beschrieben. Ordnet man den $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnis die entsprechenden Alter zu, können diese Daten zu Eichzwecken benutzt werden. Es ist dann möglich, weiteren Strontiumwerten Alter zuzuordnen und somit neues Sedimentmaterial zu datieren. Dabei führen die unterschiedlichen Stratigraphien, auf die sich die jeweiligen Autoren beziehen, zu voneinander abweichenden Alterswerten.

Für die Fragestellung nach der Genese von Hiaten sowie nach den durch Schichtlücken repräsentierten Zeitintervallen sollen die Strontiummessungen als von der Biostratigraphie von ODP Leg 104 unabhängigen Fixpunkte verwendet werden. Diskontinuitäten in der Biostratigraphie, die tatsächlich Schichtlücken darstellen, müssen sich durch einen Sprung in der ansonsten stetigen Strontiumalterskurve auszeichnen. Die Feststellung, ob der biostratigraphisch postulierte Hiatus eine Schichtlücke ist oder nicht, ändert lediglich die Aussage in Bezug auf das Sedimentationsverhalten. Die relative Gültigkeit der Biostratigraphie (ohne Alter) bleibt aber erhalten.

Zusätzlich kann der Vergleich der Strontiumwerte von Holes 642B und 643A und die daraus resultierende Korrelation zusammen mit den biostratigraphischen Daten dazu benutzt werden, auf chemische Alterationen der Strontiumverhältnisse zu schließen. Stimmen also die aus beiden Arbeitsmethoden ermittelten Daten überein, fanden keine diagenetischen

Veränderungen der Strontiumwerte statt. Ist keine Übereinstimmung gegeben, können spätere Alterationsprozesse als wahrscheinlich angesehen werden.

3.1.1.2 Durchführung der Strontiummessungen

Die Analysen erfolgten an Schalenmaterial von karbonatischen Foraminiferen. Das Vorkommen und die Anzahl solcher Foraminiferen sind eng mit dem Karbonatgehalt im Sediment verknüpft. Die Karbonatgehalte betragen zwischen 0 und 40 % (siehe Kapitel 3.2.3.2 Abb. 25 und 26), so daß viele Proben keine oder nur ungenügend Foraminiferen enthalten um Strontiummessungen durchzuführen.

Für jede Messung wurden mindestens 0,1 mg karbonatische Foraminiferen mit der Vakuumpipette ausgelesen. Die Foraminiferen wurden in 1 ml 2,5 N Salzsäure aufgelöst und zentrifugiert. Das Abtrennen der Sr-Fraktion erfolgte mit einem AG50Wx8 200-400 mesh (BIORAD)[®] Kationenaustauscherharz. Anschließend wurde das Probenmaterial bei 150°C eingedampft, mit einer Ladeflüssigkeit nach BIRCK (1986) aufgenommen und auf Re-Einzelfilamente geladen.

Die Messung erfolgte mit einem Massenspektrometer vom Typ FINNIGAN MAT 262[®]. Zusätzlich wurden Blindwerte der Reagenzien, Standardreferenzen (NBS 987, USGS EN-1), die Gerätedrift und das ^{88/86}Sr-Isotopenverhältnis ermittelt. Die gemessenen ^{88/86}Sr-Isotopenverhältnisse wurden bei allen Proben auf den natürlichen Wert von 8,375209 normalisiert. Die Bestimmung der Auflösungsgrenze erfolgte anhand von Wiederholungsmessungen. Die Normierung auf die Referenzstandards geschieht nach folgender Gleichung:

$$\text{Gleichung 1: } (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{Probe(norm.)}} = \left[\frac{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{Std-Soll}}}{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{Std-gem.}}} \right] \cdot (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{Probe(gem.)}}$$

Die δ -Notierung wurde in der für stabile Isotope üblichen Form berechnet:

$$\text{Gleichung 2: } \delta^{87}\text{Sr} = \left[\frac{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{Probe}} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{Meerwasser}}}{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{Meerwasser}}} \right] \cdot 1000$$

Die analytische Bearbeitung und die Messungen wurden von Dr. D. Buhl an der Ruhr Universität in Bochum durchgeführt. Ausführliche Beschreibungen der Methodik über Messung, Aufbereitung und Fehlerbetrachtung finden sich bei BIRCK (1986) und VEIZER (1989).

3.1.1.3 Ergebnisse und Auswertung der Strontiummessungen

Die erhaltenen Strontiumisotopenverhältnisse von 60 Einzelproben aus Hole 642B und 643A mit Meßfehlern zeigt Abb. 6. Sind keine Fehlerbalken zu erkennen, liegt dies daran, daß sich der Fehler im Maßstab der Graphik nicht darstellen läßt.

Datierung

Die Auswertung der Strontiumdaten erfolgt durch Korrelation der eigenen Meßwerte mit verschiedenen Eichkurven. Der Abfall der ^{87/86}Sr-Isotopenverhältnisse mit zunehmender

Kernteufe ist für Hole 642B und 643A in Abb. 6 dargestellt. Damit die in der vorliegenden Arbeit ermittelten Verhältnisse mit den Referenzdaten verglichen werden können, müssen die Ergebnisse zunächst auf den internationalen Eichstandard NBS 987 umgerechnet werden. Abb. 4 und Abb. 5 zeigen die drei als Eichkurven verwendeten Referenzdaten. Eichkurve 1 (Abb. 4) ist eine Synthese der Daten von BURKE et al. (1982), DEPAOLO & INGRAM (1985), KOEPNICK et al. (1985), PALMER & ELDERFIELD (1985), HESS et al. (1986) und RICHTER & DEPAOLO (1988).

Eichkurve 2 (Abb. 5a) wurde nur aus Referenzdaten von DEPAOLO & INGRAM, (1985) Eichkurve 3 (Abb. 5b) nur aus Referenzdaten von KOEPNICK et al. (1985) zusammengestellt. Einzelwerte der Eichkurven unterliegen Schwankungen, deren Ursache noch unklar ist. Diese Schwankungen können, da für jeden Alterswert nur ein, vereinzelt zwei Meßpunkte vorhanden sind, nicht näher bestimmt werden. RICHTER & DEPAOLO (1988) beschreiben in ihrer Arbeit diagenetische und durch Porenwasser verursachte Lösungsvorgänge, die das $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnis beeinflussen. Um den Einfluß solcher Phänomene zu vermindern, wurden die $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse der Foraminiferen, die sich nicht in Salzsäure lösten oder bei deren Lösung zuviel Rückstand übrig blieb, von der weiteren Auswertung ausgeschlossen.

Die einzelnen Alterswerte für die jeweils obersten und untersten Meßpunkte in den Bohrkernen 642B und 643A, abhängig von den benutzten Eichkurven, sind in Tab. 4 dargestellt. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Eichkurven sind auf verschiedene Bezugsstratigraphien, Unsicherheiten bei der Erstellung der lokalen Stratigraphien und in ganz geringem Maße auf den jeweiligen Meßvorgang zurückzuführen.

Die maximale Differenz der so ermittelten Alter (Abb. 6, 7 und 8) beträgt ca. 3 Mio. Jahre (Hole 642B 105 mbsf). Bei der besten Übereinstimmung vermindert sich die Differenz auf ca. 1,5 Mio. Jahre (Hole 642B 160 mbsf). Die Extremwerte ergeben sich bei der Verwendung der Eichkurven 2 und 3. Die Alterswerte aus dem Vergleich mit Eichkurve 1 liegen immer dazwischen. Daß die Alter aus der Korrelation mit Eichkurve 1 immer zwischen den Werten der beiden anderen Korrelationen liegt, zeigt, daß ein Mittel aus den einzelnen Referenzdaten Abweichungen aufgrund verschiedener Bezugsstratigraphien vermindern kann.

Tab. 4: Alter in Mio. Jahre für die obersten und untersten Meßpunkte der untersuchten Kernabschnitte von Hole 642B und 643A anhand der $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse in Abhängigkeit von den benutzten Eichkurven.

Hole	Position	Eichkurve 1	Eichkurve 2	Eichkurve 3
642B	oberster Meßpunkt	10	10,3	7,6
	unterster Meßpunkt	13,7	14,6	13,3
643A	oberster Meßpunkt	7,5	7,5	3,3
	unterster Meßpunkt	12,6	13,2	11,8

Während eine zweite Kontrollmessung an einem weiteren Teil derselben Probe immer eine gute Übereinstimmung mit der ersten Messung zeigte, können in der Tiefe des Bohrkerns dicht aufeinander folgende Proben erhebliche Veränderungen der $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse zeigen. Diese Veränderungen führen bei Anwendung der Korrelationen mit den jeweiligen Eichkurven zu einer Streuung der Alterswerte in einen Tiefenintervall von 2 bis 3 m um bis zu 1,8 Mio. Jahre. Die größten Unterschiede der $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse weisen die rezenten Strontiumwerte auf. In Tab. 5 ist die Streuung der Strontiumverhältnisse für verschiedene Alter dargestellt. Das rezente $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnis ist am häufigsten

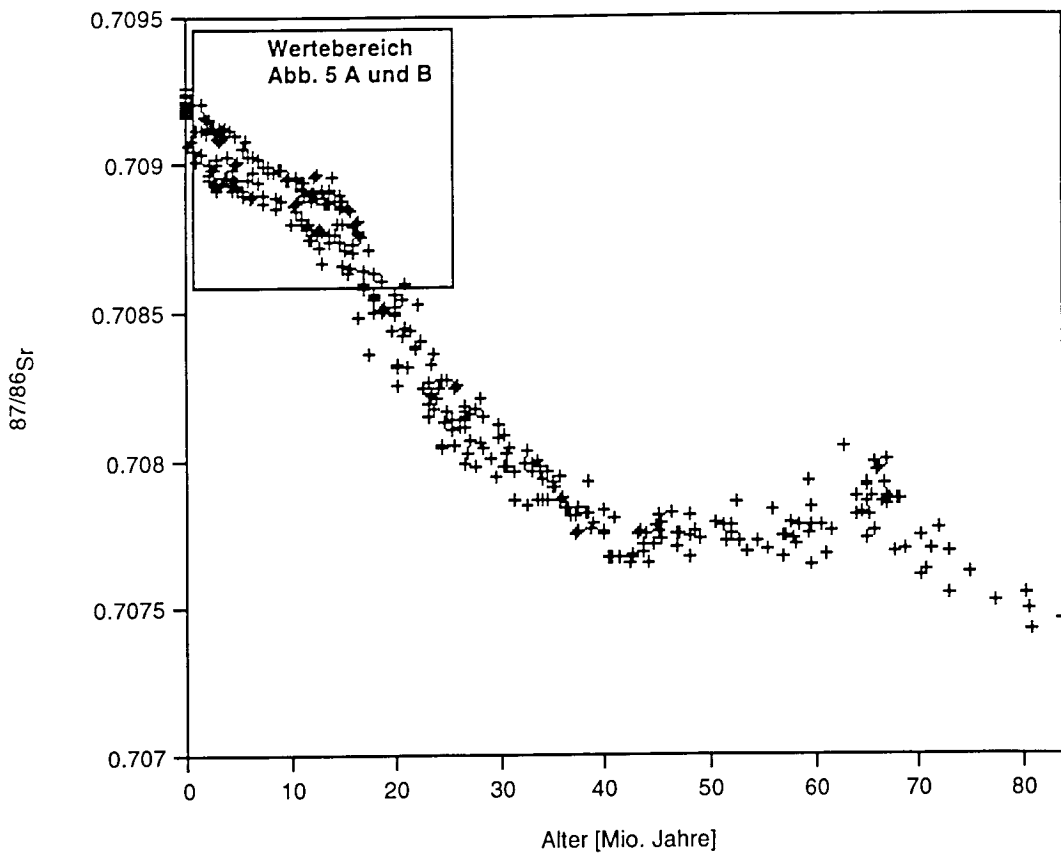


Abb. 4: Eichkurve 1: $^{87}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse für verschiedene Alter von BURKE et al. (1982), DEPAOLO & INGRAM (1985), KOEPNICK et al (1985), PALMER & ELDERFIELD (1985), HESS et al. (1986), und RICHTER & DEPAOLO (1988) basierend auf Stratigraphien von BERGGREN (1972), HARLAND et al. (1982), und BERGGREN et al. (1985).

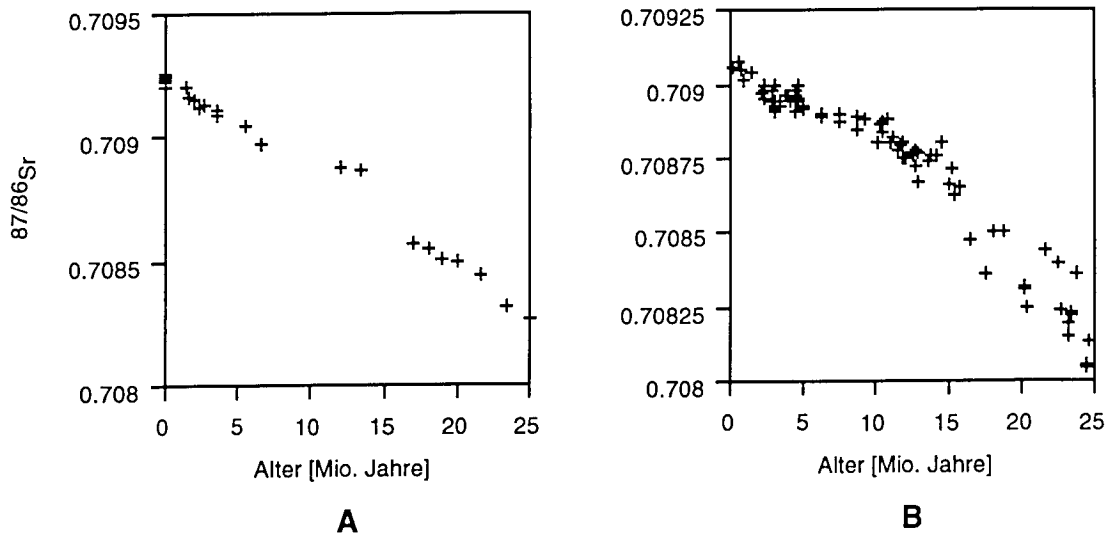


Abb. 5: (A) Eichkurve 2: $^{87}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse verschiedener Alter von DEPAOLO & INGRAM (1985) und (B) Eichkurve 3: $^{87}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse verschiedener Alter von KOEPNICK et al. (1985) basierend auf den Stratigraphien von BERGGREN (1972) und HARLAND (1982).

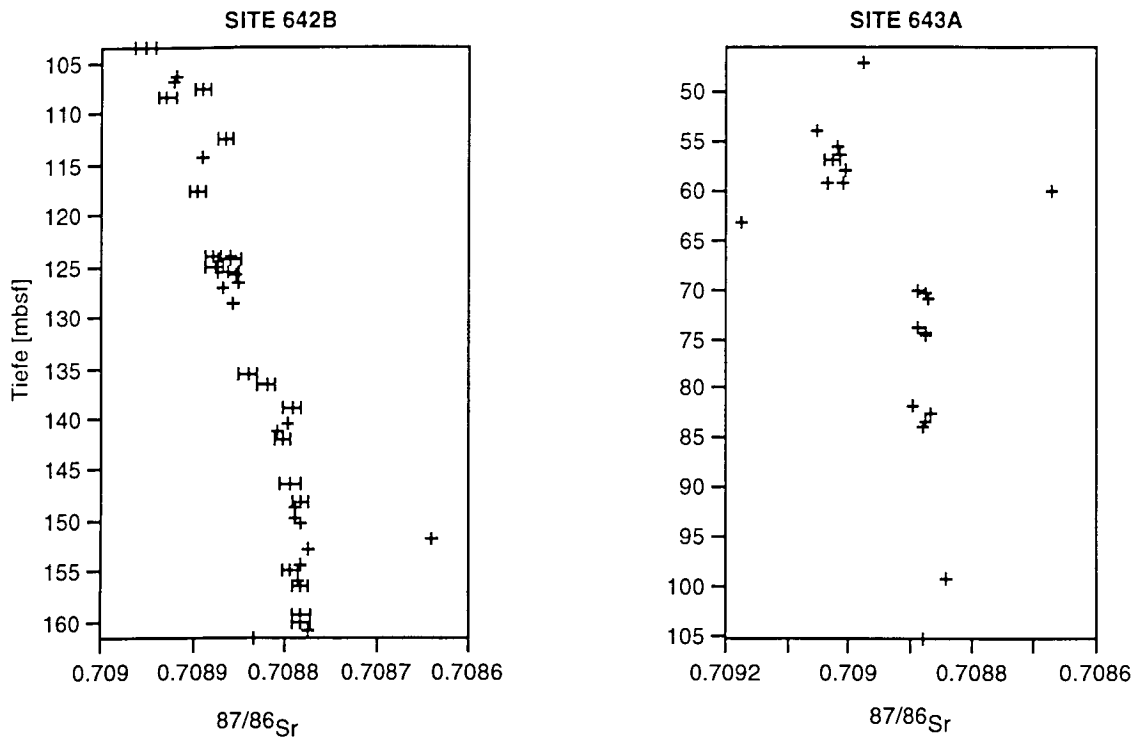


Abb. 6: $^{87}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in Site 642B und 643A.

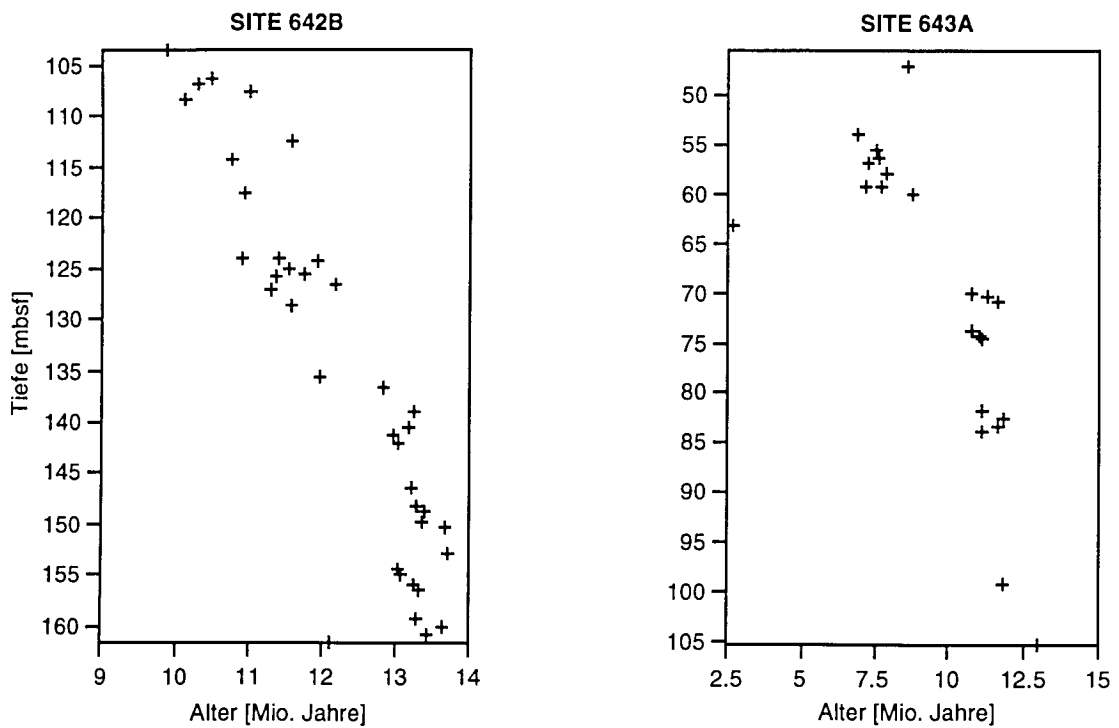


Abb. 7: Alterstiefenkorrelationen aus Eichkurve 1 für Site 642B und 643A.

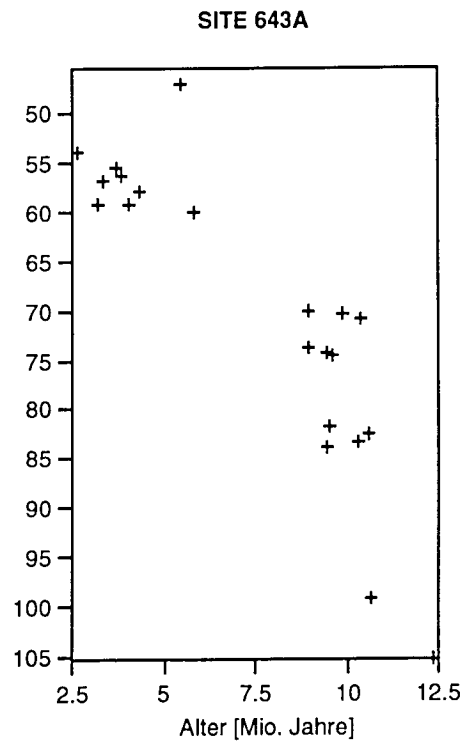
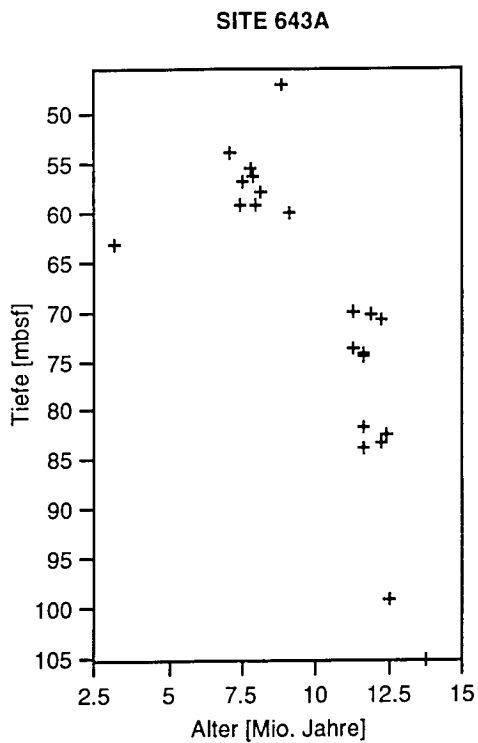
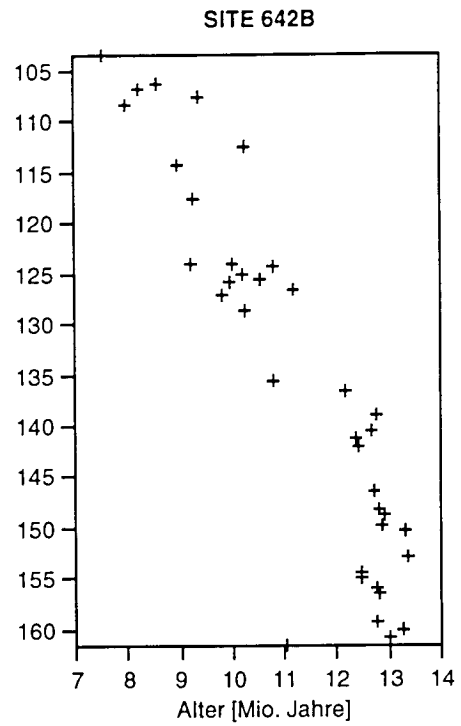
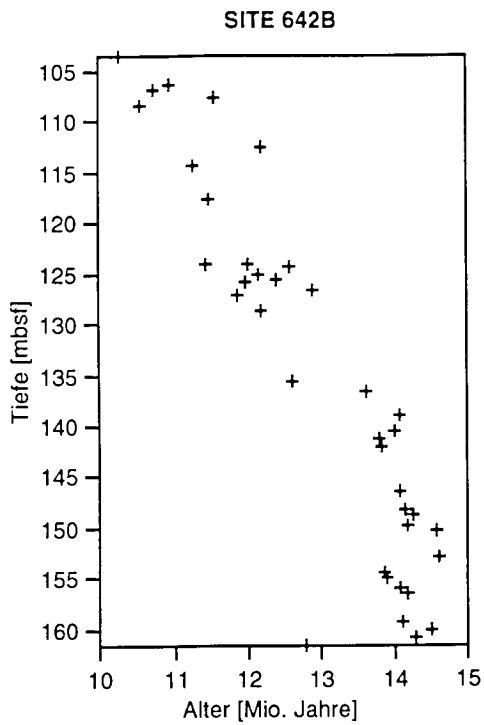


Abb. 8: Alterstiefenkorrelationen für Site 642B bzw. 643A aus Eichkurve 2: (A) bzw. (C) , und Eichkurve 3: (B) bzw. (D).

gemessen worden, - möglicherweise eine Erklärung für die große Streuung dieser Werte, - so daß es schwierig ist, wegen der geringen Zahl der Messungen eine Aussage darüber zu treffen, ob auch in der Vergangenheit die Strontiumverhältnisse ähnlich stark voneinander abwichen. Wegen dieser Unsicherheit können die Gesamtfehler dieser Datierungsmethode nicht sicher bestimmt und der Unterschied zu anderen Altersbestimmungen (hier Magneto- und Biostratigraphie) nur schwer gewertet werden.

Tab. 5: Schwankungsbreite der $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse in Eichkurve 1.

Alter (Mio. Jahre)	Probenanzahl	Schwankungsbreite des $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisses
0,0	29	0,001624
1,5	3	0,000228
2,3	3	0,000512
3,0	7	0,001390
3,4	2	0,000315
3,5	2	0,000273
12,0	2	0,000235
19,0	2	0,001075
33,8	2	0,000110
34,6	2	0,000400
35,0	2	0,000260
38,5	2	0,000190
40,0	2	0,000170
45,0	2	0,000220

Die im wesentlichen bio- und magnetostratigraphisch ermittelten Altersfixpunkte für Holes 642B und 643A sind in Abbildung 3 dargestellt. Die Abweichungen zu den aus den $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnissen abgeleiteten Alterswerten sind beträchtlich und liegen minimal bei 1,5 Mio. Jahre (nur 100 mbsf und tiefer, Hole 643A). Meistens beträgt die Diskrepanz ca. 4-5 Mio. Jahre.

Hiaten

Sowohl aus den einzelnen Eichkurven, als auch aus deren Synthese geht eine stetige Abnahme des $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisses im Neogen hervor. Der Gesamtverlauf des $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisses für Hole 642B zeigt eine stetige Abnahme an und schließt somit größere, länger andauernde Hiaten wie z.B. Hiatus 2.1/2.2 (Dauer ca. 1,8 mio Jahre, siehe Abb. 3) als Schichtlücken aus. Wesentlich kürzere Hiaten dagegen können wegen fehlender Meßpunkte (keine Foraminiferen oder sonstiges Karbonat vorhanden) und der Streuung der Strontiumwerte weder erkannt noch näher untersucht werden.

Die $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse in Hole 643A (Abb. 6) nehmen ebenfalls mit zunehmender Tiefe ab. Bei 62 mbsf zeichnet sich der Verlauf der Strontiumwerte durch einen Sprung aus, der mit Hiatus 2.2/2.3 (Abb. 3) korreliert und mit einem aberranten Strontiumwert beginnt. Auch andere Parameter reagieren auf diesen Hiatus (siehe Kap. 3.1.3.5, Iridium und Kap. 3.2.3.2, Karbonat-, organischer Kohlenstoff- und Schwefelgehalt). Der Meßwert bei 97 mbsf weist eine große Abweichung auf, die jedoch aufgrund des unvollständigen Kernmaterials und fehlender Meßdaten in diesem Bereich nicht näher bestimmt werden kann.

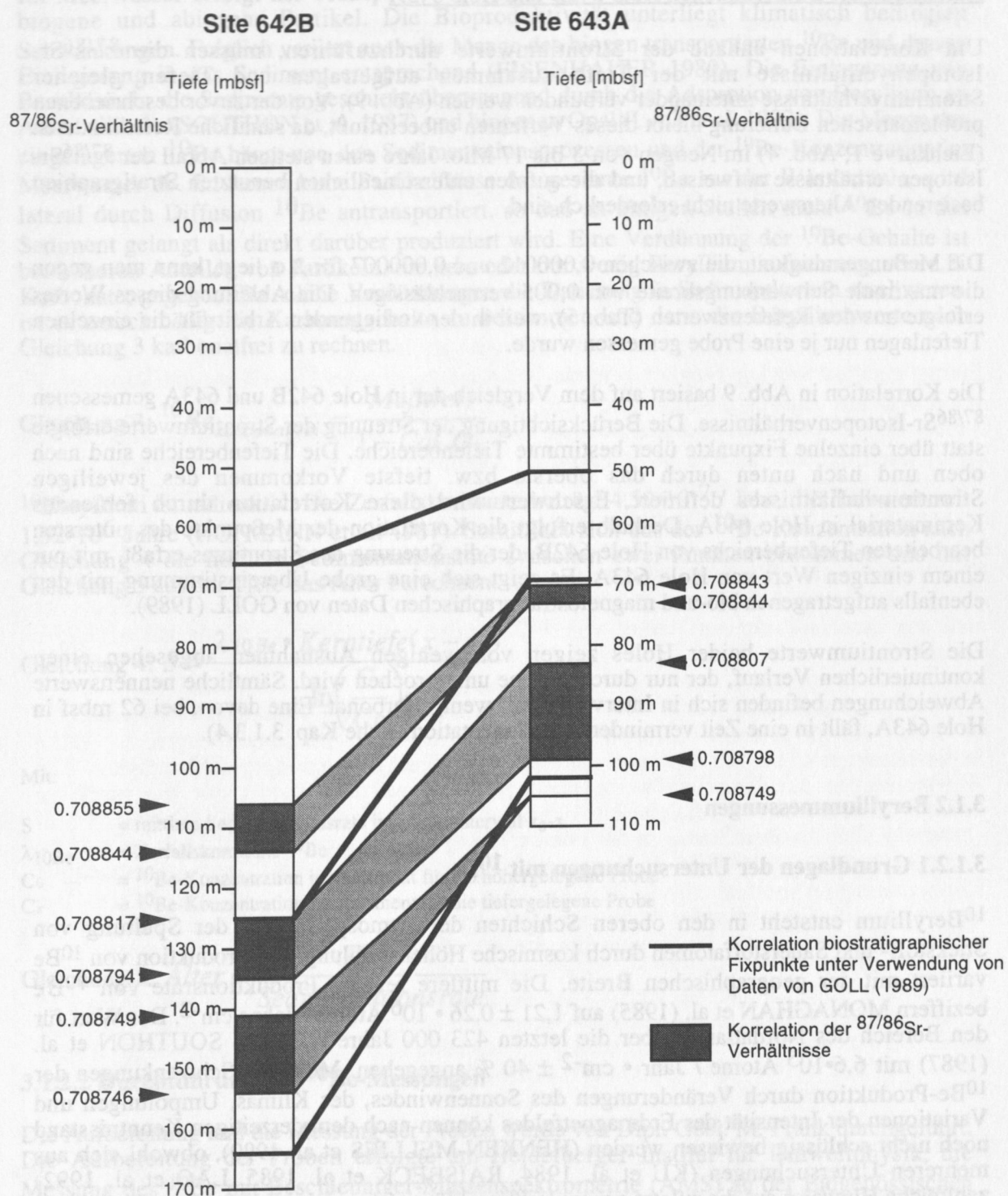


Abb. 9: Korrelation der $^{87/86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von Site 642B und Site 643A im Vergleich mit biostatigraphischen Daten aus ELDHOLM et al. (1989a).

Korrelation der Bohrlokationen Hole 642B und Hole 643A

Um Korrelationen anhand der Strontiumwerte durchzuführen, müssen die $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse mit der Tiefe zusammen aufgetragen und Tiefen gleicher Strontiumverhältnisse miteinander verbunden werden (Abb. 9). Von der zuvor beschriebenen problematischen Datierung bleibt dieses Verfahren unbeeinflusst, da sämtliche Referenzdaten (Eichkurve 1, Abb. 4) im Neogen von 3 bis 17 Mio. Jahre einen stetigen Abfall der $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse aufweisen, und die auf den unterschiedlichen benutzten Stratigraphien basierenden Alterswerte nicht erforderlich sind.

Die Meßgenauigkeit, die zwischen 0,000012 und 0,000007 für 2σ liegt, kann man gegen die maximale Schwankungsbreite von 0,005 vernachlässigen. Die Ableitung dieses Wertes erfolgte aus den Referenzwerten (Tab. 5), weil in der vorliegenden Arbeit für die einzelnen Tiefenlagen nur je eine Probe gemessen wurde.

Die Korrelation in Abb. 9 basiert auf dem Vergleich der in Hole 642B und 643A gemessenen $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse. Die Berücksichtigung der Streuung der Strontiumwerte erfolgte statt über einzelne Fixpunkte über bestimmte Tiefenbereiche. Die Tiefenbereiche sind nach oben und nach unten durch das oberste bzw. tiefste Vorkommen des jeweiligen Strontiumverhältnisses definiert. Erschwert wird diese Korrelation durch fehlendes Kernmaterial in Hole 643A. Deshalb erfolgt die Korrelation der Meßpunkte des untersten bearbeiteten Tiefenbereichs von Hole 642B, der die Streuung des Strontiums erfaßt, mit nur einem einzigen Wert von Hole 643A. Es zeigt sich eine grobe Übereinstimmung mit den ebenfalls aufgetragenen bio- und magnetostratigraphischen Daten von GOLL (1989).

Die Strontiumwerte beider Holes zeigen von wenigen Ausnahmen abgesehen einen kontinuierlichen Verlauf, der nur durch seltene unterbrochen wird. Sämtliche nennenswerte Abweichungen befinden sich in Intervallen mit wenig Karbonat. Eine davon, bei 62 mbsf in Hole 643A, fällt in eine Zeit verminderter Sedimentation (siehe Kap. 3.1.3.4).

3.1.2 Berylliummessungen

3.1.2.1 Grundlagen der Untersuchungen mit ^{10}Be

^{10}Be entsteht in den oberen Schichten der Atmosphäre aus der Spaltung von Stickstoff- und Sauerstoffatomen durch kosmische Höhenstrahlung. Die Produktion von ^{10}Be variiert mit der geographischen Breite. Die mittlere rezente Produktionsrate von ^{10}Be beziffern MONAGHAN et al. (1985) auf $1,21 \pm 0,26 \cdot 10^6$ Atome / Jahr $\cdot \text{cm}^{-2}$. Der Wert für den Bereich des Nordatlantik über die letzten 423 000 Jahre wird von SOUTHON et al. (1987) mit $6,6 \cdot 10^5$ Atome / Jahr $\cdot \text{cm}^{-2} \pm 40\%$ angegeben. Mögliche Schwankungen der ^{10}Be -Produktion durch Veränderungen des Sonnenwindes, des Klimas, Umpolungen und Variationen der Intensität des Erdmagnetfeldes können nach dem derzeitigen Kenntnisstand noch nicht schlüssig bewiesen werden (HENKEN-MELLIES et al. 1990), obwohl sich aus mehreren Untersuchungen (KU et al. 1984, RAISBECK et al. 1985, LAO et al. 1992) zahlreiche Hinweise auf die zuletzt genannte Kausalität ergeben.

In den verschiedenen Weltmeeren werden unterschiedliche ^{10}Be -Konzentrationen gemessen. Im Atlantik sind die Konzentrationen geringen Variationen unterworfen und liegen zwischen ca. 900 Atome / g (KUSAKABE et al. 1987) und 1300-2000 Atome / g (SEGL et al. 1987). Die Verweilzeit von Beryllium im Meerwasser beträgt ca. 400 Jahre (WAHLEN et al. 1983), kann aber auch Werte von über 4000 Jahren (KUSAKABE et al. 1987) erreichen.

Im Meerwasser erfolgt der Transport von Beryllium in gelöster Form oder angelagert an biogene und abiogene Partikel. Die Bioproduktivität unterliegt klimatisch bedingten Schwankungen. Folglich variiert auch die Menge des biogen transportierten ^{10}Be und dessen Einlagerung in das Sediment entsprechend (EISENHAUER 1989). Die Einlagerung von Beryllium in die Sedimente geschieht überwiegend durch die Adsorption von Beryllium an Alumosilikate (SOUTHON et al. 1987) und biogenen Opal (LAO et al. 1992). Die Menge des eingelagerten ^{10}Be hängt von den Sedimentationsprozessen und der ^{10}Be -Konzentration im Meerwasser ab. Entfernen hohe Partikelflüsse das gesamte ^{10}Be aus der Wassersäule, wird lateral durch Diffusion ^{10}Be antransportiert, so daß an einigen Stellen mehr ^{10}Be in das Sediment gelangt als direkt darüber produziert wird. Eine Verdünnung der ^{10}Be -Gehalte ist bei höheren Anteilen von Partikeln, die kein oder nur wenig Beryllium aufnehmen, wie z.B. Karbonate, gegeben. Da solche Verdünnungen die Datierung in Sedimentkernen erschweren, ist es zweckmäßig die Karbonatgehalte zu bestimmen und dann die Berylliumwerte nach Gleichung 3 karbonatfrei zu rechnen.

$$\text{Gleichung 3: } ^{10}\text{Be}_{\text{karbonatfrei}} = \frac{\text{Meßwert}}{1 - \text{CaCO}_3}$$

^{10}Be Beryllium ist radioaktiv. Die Zerfallskonstante beträgt $4,59 \cdot 10^{-7}$ / Jahr, die Halbwertszeit $1,52 \cdot 10^6$ Jahre (HOFMANN et al. 1987). Somit läßt sich aus der ^{10}Be -Konzentration nach Gleichung 4 die mittlere Sedimentationsrate zwischen zwei Punkten bestimmen und mit Gleichung 5 aus der Tiefe das Alter berechnen.

$$\text{Gleichung 4: } S = \frac{\lambda_{^{10}\text{Be}} \cdot \text{Kerntiefe}(x - x_0)}{\ln\left(\frac{C_x}{C_0}\right)}$$

Mit:

- S = mittlere Sedimentationsrate im Tiefenintervall x_0 -x
- $\lambda_{^{10}\text{Be}}$ = Zerfallskonstante ^{10}Be
- C_0 = ^{10}Be -Konzentration im Sediment für die höhergelegene Probe
- C_x = ^{10}Be -Konzentration im Sediment für die tiefergelegene Probe

$$\text{Gleichung 5: } \text{Alter} = \frac{\text{Tiefe}}{\text{Sedimentationsrate}}$$

3.1.2.2 Durchführung der ^{10}Be -Messungen

Die Aufbereitung und die Messung der Proben wurde von Dipl. Geol. M. Frank durchgeführt. Die Aufbereitung der Proben erfolgte am Heidelberger Institut für Umweltphysik, die Messung des ^{10}Be mit Beschleuniger-Massenspektrometrie (AMS) an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich. Eine eingehende Beschreibung der Methodik von Aufbereitung und Messung findet sich bei EISENHAUER (1989). In dieser Arbeit wird außerdem die Gleichung zur Bestimmung der Sedimentationsrate über die ^{10}Be -Konzentrationen im Sediment entwickelt und ausführlich erläutert. Alle Proben wurden zusätzlich, sofern genug Material vorhanden war, mit Atom-Absorptions-Spektrometrie (AAS) auf ^9Be und Aluminium untersucht.

3.1.2.3 Ergebnisse und Auswertung der ^{10}Be -Bestimmungen

Es wurden insgesamt 13 verschiedene Proben auf ^{10}Be untersucht. Die erhaltenen und karbonatfrei gerechneten ^{10}Be -Konzentrationen sind in Abb. 10 dargestellt. Abb. 11 zeigt Normierungen der ^{10}Be -Werte auf Aluminium und ^9Be .

Die Berylliummessungen oberhalb 100 mbsf liegen außerhalb der in der vorliegenden Arbeit untersuchten Tiefenintervalle, sind jedoch für die Bestimmungen der Sedimentationsraten und für die Extrapolation auf die Anfangskonzentrationen wichtig.

Die ^{10}Be -Werte bis ca. 100 mbsf zeigen größere Schwankungen als bei tieferen Meßpunkten. Die Variation läßt sich durch Normierung auf Aluminium (Abb. 11b) geringfügig reduzieren. Erhöhte Aluminiumanteile in den Proben können als Indikator für vermehrten terrigenen Eintrag gedeutet werden. Folglich geht ein Teil der Variation der ^{10}Be -Werte auf Variationen im terrigenen Eintrag zurück. Die Normierung mit ^9Be (Abb. 11c) ergibt fast keine Verbesserung der Ausgangsdaten, obwohl man so ebenfalls Korrekturen für den terrigenen Anteil durchführen kann. Die Normierung auf Aluminium und ^9Be läßt sich jedoch nicht auf alle ^{10}Be -Meßwerte anwenden, weil bei vier Proben nicht genug Material vorlag um Aluminium und ^9Be parallel zu bestimmen.

Die Werte für die ^{10}Be -Konzentrationen in dem Bereich zwischen 105 und 140 mbsf weisen deutlich geringere Abweichungen von einem gleichmäßigen exponentiellen Abfall auf, der sich aus dem radioaktiven Zerfall von ^{10}Be ergibt und sind deshalb als zuverlässiger anzusehen.

Der Berechnung der Sedimentationsrate und des Alters über die Gleichungen 4 und 5 liegt die in Abb. 12 dargestellte Interpretation der ^{10}Be -Konzentrationen zugrunde: Hohe Sedimentationsrate bis 105 mbsf und darunter verminderte Ablagerungsgeschwindigkeit. Um Abweichungen der Einzelmeßwerte auszugleichen, wurden jeweils nur die mittleren Sedimentationsraten der Bereiche bis 105 mbsf (Fit 1) und von 105 bis 140 mbsf (Fit 2) verwendet. Für die Berechnungen der oberen 105 m wurden die auf Aluminium normierten Daten benutzt. Für die tieferen Meßwerte war dies aufgrund der guten Übereinstimmung der Konzentrationsabnahme des ^{10}Be mit dem radioaktiven Zerfall nicht nötig. Die Unsicherheiten der erhaltenen Sedimentationsraten und der damit errechneten Alter lassen sich aus der Abweichung der Einzelwerte von den Durchschnittswerten ableiten (siehe Abb. 11c und Abb. 12 Fit 2). Die mittlere Sedimentationsrate für die oberen 105 m beträgt 32 m / Mio. Jahre \pm 40%. Im Intervall von 105 bis 140 mbsf liegt der Wert bei 6 m / Mio. Jahre \pm 15 %. Die aus der Sedimentationsrate ermittelten Alter sind in Abb. 10b dargestellt. Das Alter nimmt bis 105 mbsf gleichmäßig von 0 auf 3 Mio. Jahre zu und steigt in 140 mbsf auf 9 Mio. Jahre an. Es gelten die gleichen Unsicherheiten wie bei der Bestimmung der Sedimentationsraten.

Der einzige biostratigraphisch definierte Hiatus im Intervall zwischen 100 mbsf und 140 mbsf in Hole 642B ist Hiatus 2.1/2.2. Hiatus 2.1/2.2 liegt zwischen zwei Altersfixpunkten von 6,1 und 7,9 Mio. Jahren. In dem Verlauf der Alterstiefenkurve zwischen 100 und 140 mbsf (Abb. 12) läßt sich kein Versatz erkennen. Der Alterstiefenverlauf entspricht recht genau dem exponentiellen radiometrisch bedingten Abfall der ^{10}Be -Konzentrationen und spricht somit gegen eine Schichtlücke im Bereich des Hiatus 2.1/2.2.

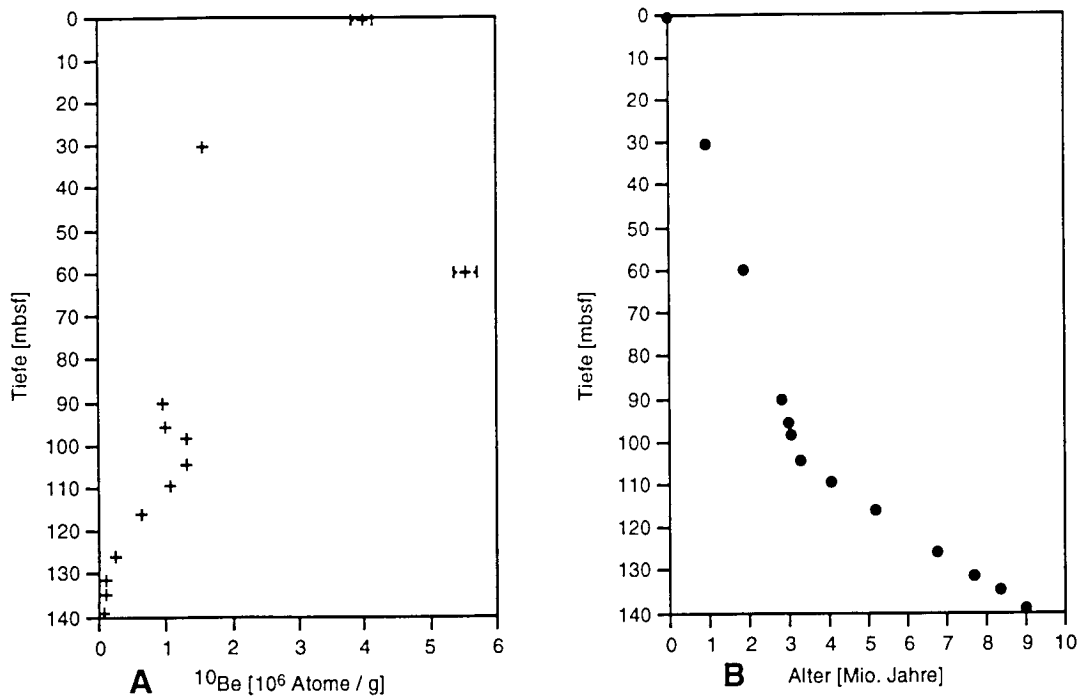


Abb. 10: ^{10}Be -Konzentrationen in Site 642B (A) und die daraus ermittelten Alter (B).

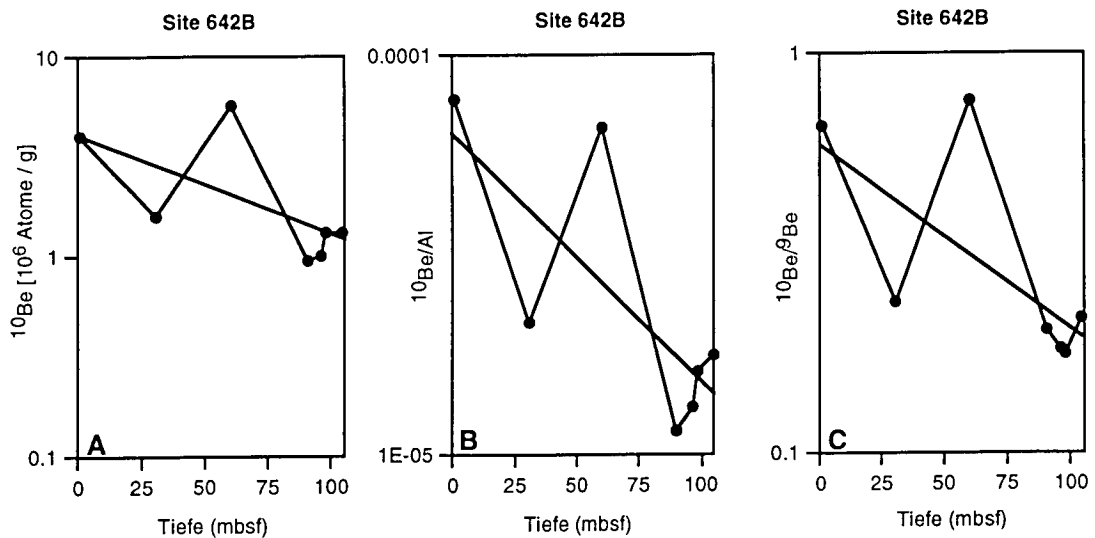


Abb. 11: Vergleich der ^{10}Be -Konzentrationen (A) mit einer Normierung auf Al (B) und einer Normierung auf ^9Be (C). Die Konzentrationen von ^{10}Be , die $^{10}\text{Be}/\text{Al}$ - und $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ -Verhältnisse sind logarithmisch auf der Y-Achse aufgetragen.

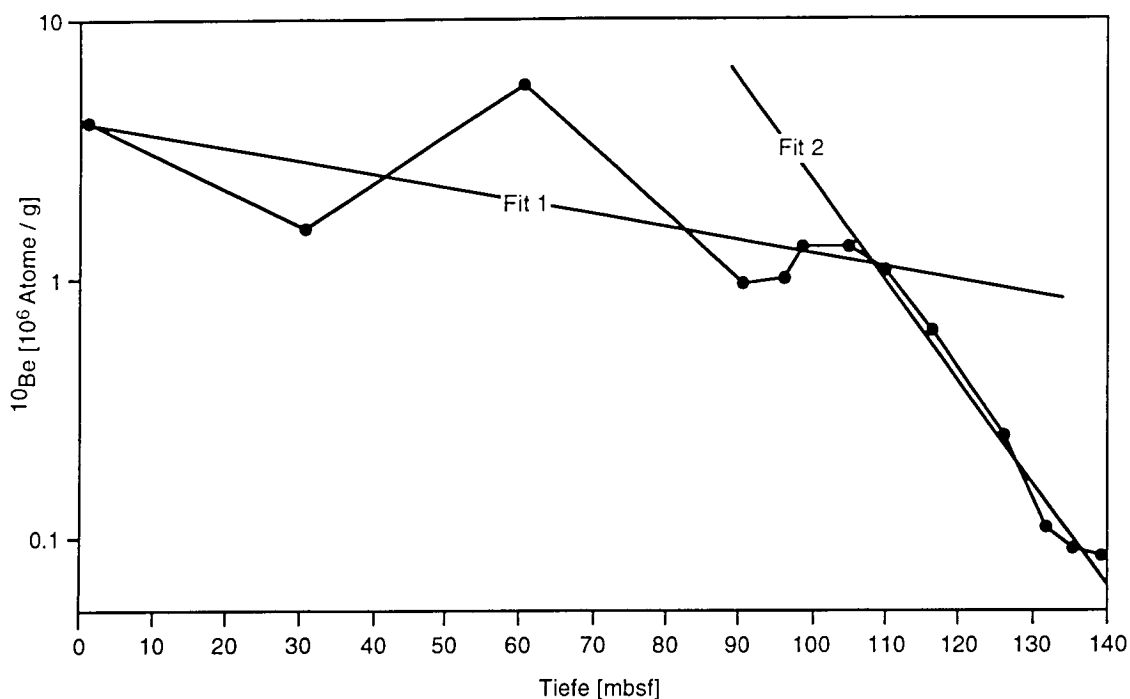


Abb. 12: Die Kurvenanpassungen Fit 1 und Fit 2 zeigen die der Berechnung der Sedimentationsraten und Alter zugrunde liegende Interpretation der ^{10}Be -Konzentrationen: In den ersten 100 m relativ hohe und darunter relativ geringere Sedimentationsraten.

3.1.3 Messungen von Iridium, Platin, Osmium, Rhenium, Palladium, Gold und Ruthenium

3.1.3.1 Grundlagen der Untersuchungen von Iridium, Platin, Osmium, Rhenium, Palladium, Gold und Ruthenium

Der Kenntnisstand über das Verhalten der hier mittels Neutronenaktivierungsanalyse bestimmten Platinmetalle Iridium, Platin, Osmium, Palladium, Ruthenium sowie über das Kupfergruppenmetall Gold und das Mangangruppenelement Rhenium in marinen Sedimenten ist unterschiedlich. Untersuchungen über Iridium sind nach der Entdeckung der Kreide/Tertiär-Anomalie durch ALVAREZ et al. (1980) zahlreich, über die anderen hier untersuchten Elemente ist dagegen sehr wenig bekannt. Nach einer Studie von GOLDBERG & KOIDE (1990) über das chemische Verhalten der Platinmetalle im marinen Milieu wird darauf verwiesen, daß dieses Kapitel der Forschung erst am Anfang steht. In der Tat gibt es sehr wenig veröffentlichte Literatur zu diesem Themenkomplex. Sowohl in den Arbeiten von GOLDBERG & KOIDE (1990), KOIDE et al. (1991) als auch in den Untersuchungen von RAVIZZA et al. (1991) über die Geochemie von Rhenium und Osmium im Schwarzen Meer werden allerdings wichtige ältere Studien wie z.B. von BARKER & ANDERS (1968) oder CROCKET et al. (1973) nicht berücksichtigt. In den neueren Arbeiten erfolgten fast alle Messungen an Proben direkt an oder nur geringfügig unter der Sedimentoberfläche. Deshalb sind geringe anthropogene Veränderungen der Elementverteilungen in einigen der Proben wahrscheinlich (KOIDE et al. 1991) und müssen bei der Verwendung der Daten für die Auswertung der hier vorliegenden Ergebnisse berücksichtigt werden.

Iridium

Iridium ist das chemisch inaktivste Platinmetall. GOLDBERG & KOIDE (1990) leiten aus dem Verhalten von Palladium und Platin ab, daß das chemisch verwandte Iridium durch Oxidation aus dem gelösten Zustand ausgefällt wird und so im Sediment bewegt und angereichert werden kann. COLODNER et al. (1992) belegen mit ihren Iridiummessungen an Tiefseesedimenten eine Mobilität von Iridium ausschließlich in Zusammenhang mit der Reduktion oxischer Sedimente und widerlegen somit die Vermutung von GOLDBERG & KOIDE (1990). Außerdem begründen COLODNER et al. (1992) mit dieser Beobachtung den gegenüber Platin ca. 50-fach niedrigeren Iridiumgehalt im Meerwasser und die erheblich geringere Mobilität des Iridiums im Sediment. Letztere geht auch aus der Studie von CROCKET et al. (1973) hervor. In dieser Studie wurden die Konzentrationen von Gold, Platin und Iridium eines Liefergebietes und in verschiedenen weit entfernten marinen Sedimenten gemessen. Es zeigten sich Anreicherungen von Gold und Platin im Sediment durch Verwitterung und Transport, während die Iridiumgehalte im Sediment denen der Ausgangsgesteine entsprachen. Es folgt daraus, daß die absolute Iridiummenge in marinen Sedimenten von chemischen Prozessen nicht oder nur kaum verändert wird und folglich im wesentlichen von der Iridiumkonzentration der Liefergesteine und vom kosmischen Influx abhängt (BARKER & ANDERS 1968).

Platin, Osmium, Rhenium, Palladium, Gold und Ruthenium

Platin, Osmium, Palladium, Ruthenium, Gold und Rhenium werden häufig bei Oxidations- oder Reduktionsprozessen in authigenen Eisenmanganablagerungen oder Tonmineralen eingebaut und angereichert (GOLDBERG & KOIDE 1990). Im Meerwasser sind diese Elemente in Komplexen mit Chlor oder neutral als reine Hydroxide gelöst (GOLDBERG & KOIDE 1990, FALKNER & EDMOND 1990). Nach GOLDBERG & KOIDE (1990) kommen bis auf das Palladium die Platinmetalle, sowie Gold und Rhenium im Meerwasser in mehreren Oxidationsstufen vor. Deshalb sollten sich Veränderungen des Redoxverhaltens im Ablagerungsmilieu aus den Palladiumkonzentrationen im Sediment erkennen lassen. Diese Erkenntnisse können dann sowohl für die weitere Interpretation des komplizierteren Redoxverhaltens der anderen Platinmetall-, als auch der Gold- und Rheniumkonzentrationen im Sediment genutzt werden. Anreicherungen von Platin, Osmium, Palladium, Ruthenium, Gold und Rhenium finden sich sowohl in oxischen als auch in anoxischen Sedimenten (GOLDBERG & KOIDE 1990; COLODNER et al. 1992). Bedingt durch das unterschiedliche chemische Verhalten dieser Elemente können die Verhältnisse von Platin, Osmium, Palladium, Ruthenium, Gold und Rhenium zueinander im marinen Environment nicht oder nur eingeschränkt als Argument für eine kosmische, bzw. terrestrische Herkunft oder als Hinweis auf ganz spezielle Liefergebiete benutzt werden (COLODNER et al. 1992).

Neben Transport und Verwitterung (CROCKET et al. 1973) können auch biogene Prozesse an der Anreicherung von Gold, Platin (FALKNER & EDMOND 1990) und Palladium (GOLDBERG & KOIDE 1990) beteiligt sein. Bei Osmium- und Rheniumkonzentrationen im Sediment lassen sich im euxinischen Milieu positive Korrelationen mit der Menge des organischen Kohlenstoffs feststellen (RAVIZZA et al. 1991). KUSAKABE et al. (1988) berichten, daß Ruthenium von Mikroorganismen aufgenommen wird. Darin eingelagert können selbst kleinste Rutheniumpartikel rasch sedimentiert werden. Lösungsprozesse können deshalb während der Ablagerung die gemessenen Konzentrationen nicht wesentlich verändern.

3.1.3.2 Durchführung der Messungen von Iridium, Platin, Osmium, Rhenium, Palladium, Gold und Ruthenium

Die Aufbereitung und die Analysen mittels Neutronenaktivierung der Platinmetalle sowie von Gold und Rhenium wurden von der Arbeitsgruppe um Priv. Doz. Dr. Pernicka am Heidelberger Max-Planck-Institut für Kernphysik durchgeführt. Eine Darstellung der Methodik findet sich bei SCHMIDT & PERNICKA (1990).

Um aus den Konzentrationen von Iridium, Platin, Osmium, Palladium, Ruthenium, Gold und Rhenium Aussagen über das Sedimentationsverhalten (siehe Kapitel 3.1.3.5) ableiten zu können, wurde zusätzliches Referenzmaterial aus dem Pazifik ca. 2100 km südöstlich von Tahiti in Gebieten mit extrem niedrigen Sedimentationsraten untersucht. Bei diesen Proben handelt es sich um Material von DSDP Leg 92 Sites 597 (Lage: 18° 48,38' S, 129° 46,23' W in 4166,5 m Wassertiefe) und 597A (Lage: 18° 48,43' S, 129° 46,22' W in 4162,6 m Wassertiefe). Site 597 und 597A sind einander so nah und ähnlich, daß sie in der folgenden Kurzbeschreibung gemeinsam abgehandelt werden.

Das Basement ist ca. 30 Mio. Jahre alt. Im Laufe der folgenden 14 Mio. Jahre wurden pelagische Sedimente oberhalb der Karbonatkompensationstiefe abgelagert und enthalten in Folge dessen teilweise karbonatisches Material. Das darüberliegende Sediment wurde unterhalb der Karbonatkompensationstiefe abgelagert und besteht aus pelagischen, nannofossilhaltigen Schlämmen mit hohen Tonmineralgehalten. Drei der untersuchten Proben sind oberflächennah (maximale Tiefe: 1,2 mbsf) und gehören somit zu den oberen Nannofossilschlämmen während, eine Probe (ca. 9 mbsf) aus den darunterliegenden pelagischen Sedimenten stammt. Die Sedimentationsraten nehmen mit Alter und Tiefe zu. Die Sedimentationsraten für die obersten drei Proben liegt in der Größenordnung von 0,1 bis 1 m / Mio. Jahre, die der tiefsten Probe bei ca. 6 m / Mio. Jahre (sämtliche Daten aus LEINEN et al. 1986).

3.1.3.3 Ergebnisse und Auswertung der Bestimmungen von Iridium, Platin, Osmium, Rhenium, Palladium, Gold und Ruthenium

Tab. 6 gibt Aufschluß über die Höhe der Meßfehler. Die Ergebnisse der Bestimmungen von Platin, Osmium, Palladium, Ruthenium, Gold und Rhenium sind in den Abbildungen 13 und 14, sowie Tab. 7 dargestellt.

Hole 642B (Abb. 13)

Aufgrund der teilweise bedeutenden Unsicherheiten erfolgt die Auswertung der Messungen unter direktem Bezug auf die Meßfehler. Wegen der Meßungenauigkeit von 10 % bei 10000 ppt (siehe Tabelle 6) und Werten zwischen 500 und 1700 ppt erübrigt sich eine weitere Betrachtung der Rutheniumgehalte von Hole 642B. Außerdem handelt es sich bei den Rutheniumwerten meistens und bei den Osmiumwerten ausschließlich um Obergrenzen, so daß auch eine Auswertung der Osmiumwerte entfällt. Meßfehler von 10-15 % bei 100 ppt für Iridiumkonzentrationen und die problematische Abschätzung des terrestrischen Iridiumbackgrounds (siehe Kap. 3.1.3.4) verhindern weitergehende quantitative Aussagen von Iridiumwerten unter 40 ppt. Aus der Iridiumkurve kann deshalb nur eine Abnahme zwischen 109,46 und 125,65 mbsf abgelesen werden. Für die Platinkonzentration wurde ein Maximum von 9700 ppt bei 116,1 mbsf gefunden. Die übrigen Platinwerte liegen zwischen 420 und 830 ppt. Der unterste Platinwert ist lediglich eine Obergrenze. Der Rheniumgehalt steigt mit zunehmender Tiefe nach einem leichten

Tab. 6: Fehler und Nachweisgrenzen bei der Bestimmung von Iridium, Platin, Osmium, Rhenium, Palladium, Gold und Ruthenium .

	Blindwert	Nachweisgrenze (Erfassungsgrenze)	relativer Fehler
Ir	30 ppt	10 ppt (20 ppt)	10-15 % bei 100 ppt < 5 % bei 1000 ppt
Pt*	< 300 ppt	300 ppt	10-15 % bei 1000 ppt < 5 % bei 10000 ppt
Os	< 300 ppt	300 ppt	10-15 % bei 1000 ppt < 5 % bei 10000 ppt
Re	< 10 ppt	10 ppt	10-15 % bei 100 ppt < 5 % bei 1000 ppt
Pd	300 ppt	100 ppt (300 ppt)	10 % bei 1000 ppt < 5 % bei 10000 ppt
Au	100 ppt	20 ppt	10-15 % bei 100 ppt < 5 % bei 1000 ppt
Ru	< 300 ppt	400 ppt	10 % bei 1000 ppt < 5 % bei 100 000 ppt

(*) abhängig vom Gold/Platin-Verhältnis; angegebene Werte beziehen sich auf ein Gold/Platin-Verhältnis < 1.

Tab.7: Konzentrationen von Iridium, Platin, Osmium, Rhenium, Palladium, Gold und Ruthenium in ppt für DSDP Leg 92 Sites 597 und 597A.

	Site 597		Site 597A	
Tiefe (mbsf)	0,17	1,2	0,47	8,97
Ir	815	1630	1080	<10
Pt	29000	37400	36200	690
Os	710	520	700	<320
Re	<11	64	45	14
Pd	6650	6780	7190	<200
Au	121	178	188	10
Ru	5300	7400	<2600	<600

initialen Abfall von 1090 auf 5400 ppt. Der höchste Palladiumwert von 1690 ppt befindet sich in 98,94 mbsf. Die Palladiumkonzentration erreicht bei 109,46 mbsf ein Minimum von 1010 ppt, um bis 130,88 mbsf auf 1350 ppt zu steigen. Beide Hochpunkte der Goldgehalte in 98,94 mbsf und 130,88 mbsf sind mit 367 ppt und 365 ppt etwa gleich groß. Dazwischen schwanken die Werte zwischen 127 und 279 ppt.

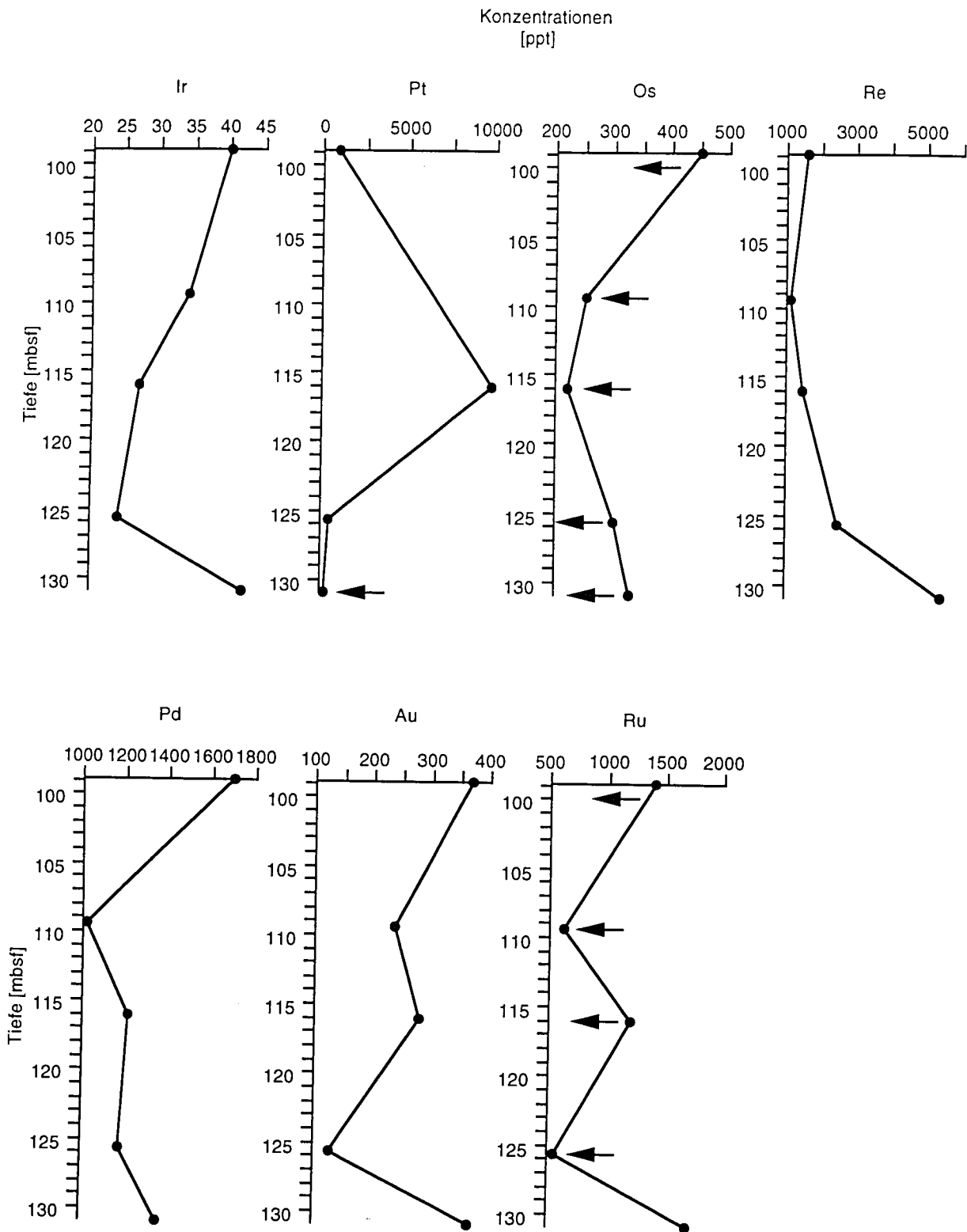


Abb. 13: Konzentrationen von Iridium, Platin, Osmium, Rhenium, Palladium, Gold und Ruthenium in Site 642B. Bei den mit Pfeilen markierten Meßwerten handelt es sich um Obergrenzen.

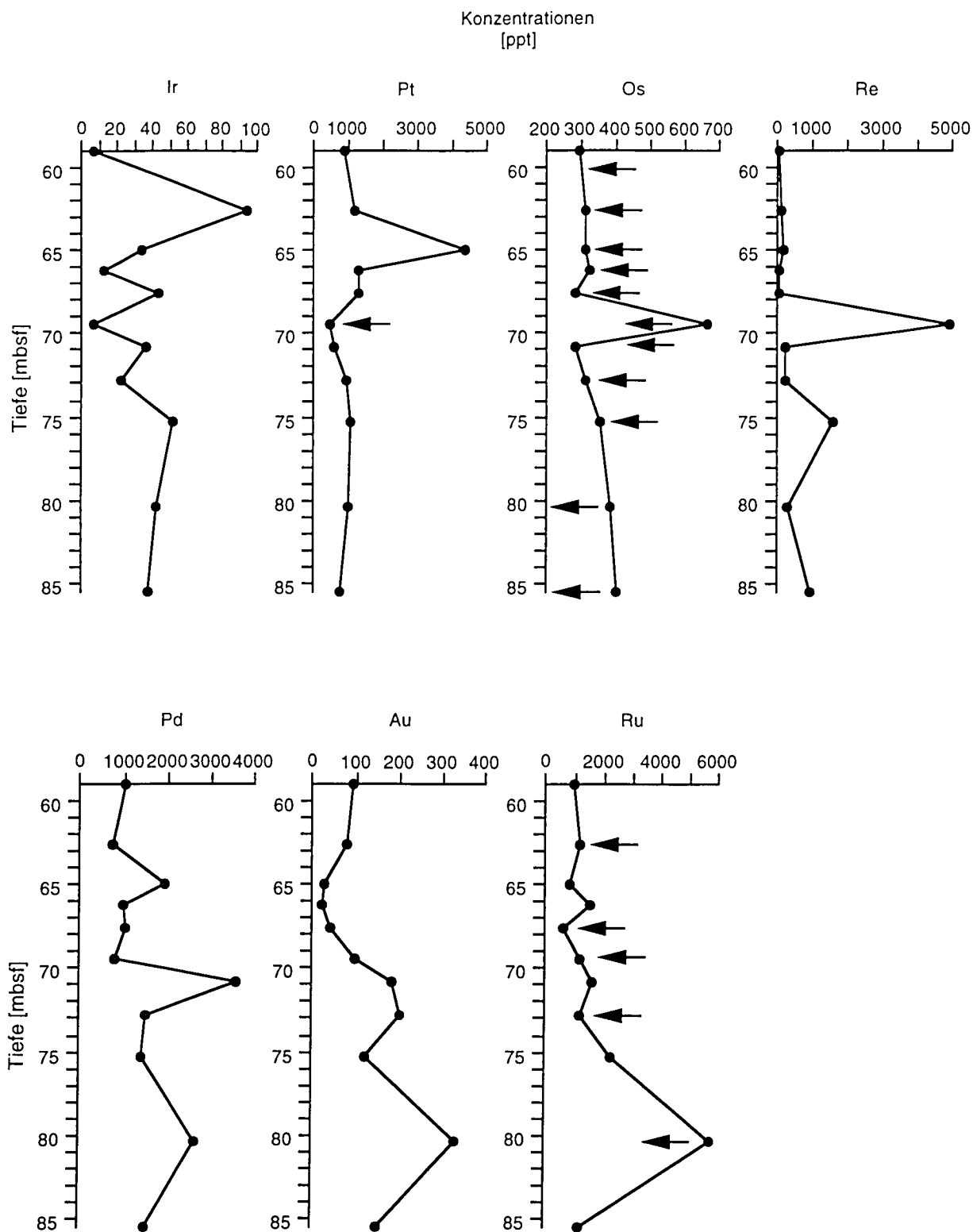


Abb. 14: Konzentrationen von Iridium, Platin, Osmium, Rhenium, Palladium, Gold und Ruthenium in Site 643A. Bei den mit Pfeilen markierten Meßwerten handelt es sich um Obergrenzen.

Bedingt durch den großen Probenabstand können Peaks ganz fehlen, während größere Maxima in der Regel mit nur einem Wert, der sowohl im Anstieg als auch im Abfall liegen kann, erfaßt werden. Berücksichtigt man diese Tatsache, lassen sich folgende grobe Korrelationen beobachten: Iridium, Osmium, Palladium und im begrenztem Maße Gold verhalten sich analog. Platin und Rhenium lassen keine gemeinsamen Tendenzen erkennen.

Hole 643A (Abb. 14)

Die Einschränkungen durch die Meßgenauigkeiten sind die gleichen wie bei Hole 642B. Zusätzlich werden durch kleinere Werte Platin, Rhenium und Gold betroffen. Quantitative Aussagen über das Verhalten von Gold- und Rheniumkonzentrationen unter 40 ppt sind unzulässig. Bei Platin beträgt das untere Limit, bis zu dem sinnvolle Aussagen möglich sind, 400 ppt. Eine geringfügige Verbesserung der Voraussetzungen zur Interpretation ergibt sich bei Ruthenium: der Wert von 1200 ppt bei 85,43 mbsf ist als einziger Rutheniumwert keine Obergrenze.

Der Verlauf der einzelnen Konzentrationstiefenkurven von Iridium, Platin, Rhenium, Palladium und Gold ist ähnlich. Gegen einen relativ konstanten Hintergrund zeichnet sich jeweils ein deutlicher Peak ab. Bei Palladium und bei Gold läßt sich ein ähnlicher, allerdings weniger eindeutiger Verlauf erkennen. Folglich sind auch alle Schlüsse aus einem solchen Verteilungsmuster nicht oder nur eingeschränkt auf Palladium und Gold übertragbar.

Bemerkenswert ist die Tiefenlage des jeweiligen Maximums. Die Tiefe nimmt von Iridium über Platin, Rhenium, Palladium zu Gold zu. Analog zu Hole 642B muß auch hier berücksichtigt werden, daß die genaue Position des Maximums, bedingt durch den Probenabstand, nicht bestimmt werden kann. Folglich kann der jeweilige Tiefenunterschied nicht zur Quantifizierung der Verschiebung verwendet werden. Vergleicht man die Lage der Peaks mit den Ionisierungspotentialen (Tab. 8), ergibt sich innerhalb der Platinmetalle Iridium, Platin und Palladium eine Verschiebung der Maximalwerte mit der Tiefe analog zur Abnahme der Ionisierungspotentiale.

Tab. 8: Ionisierungspotentiale für das Valenzelektron der Platinmetalle Iridium, Platin, Osmium, Palladium, Ruthenium, dem Kupfergruppenmetall Gold und dem Mangangruppenmetall Rhenium, aus HOLLEMAN & WIBERG (1976).

Element	Ionisierungspotential (eV)
Ir	9.1
Pt	9.0
Os	8.7
Pd	8.33
Ru	7.36
Au	9.22
Re	7.87

Der Iridiumpeak in Hole 643A nimmt eine Sonderstellung ein, weil er sich genau mit dem Beginn des Hiatus 2.2/2.3 deckt. Geht man davon aus, daß der Hiatus und die Peaks der Platinmetalle sowie von Gold und Rhenium im Zusammenhang stehen, spricht die Position des Iridiummaximums gegen chemische Veränderungen der Iridiumkonzentrationen im

Sediment und bestätigt somit die Untersuchungsergebnisse von CROCKET et al. (1973). Eine detaillierte Auswertung der Iridiummeßwerte findet sich im anschließenden Kapitel.

3.1.3.4 Nutzung der Iridiummessungen zur Rekonstruktion der Sedimentationsprozesse

Konzeption der Iridiummessungen

Die Iridiumkonzentration ist in der oberen Erdkruste gegenüber der mittleren kosmischen Häufigkeit erheblich herabgesetzt. Die Konzentration in der oberen Erdkruste liegt in der Größenordnung von ca. 50 ppt (MULLER 1989). Auf die Erde niedergehende kosmische Materie enthält dagegen durchschnittlich ca. 460 000 ppt Iridium (WASSON 1985). Wahrscheinlich steht die Konzentration der schweren Elemente - darunter auch Iridium - im Erdkern und die relative Armut derselben in der Erdkruste in Zusammenhang mit der Entstehung und Differentiation der Erde. Derzeit werden zwei unterschiedliche Entstehungsmodelle vorgeschlagen (STANLEY 1989). Die Modellvorstellung der inhomogenen Akkretion geht davon aus, daß sich zunächst ein schwerer Kern gebildet hat, an dem sich im Laufe der weiteren Entwicklung leichtere Silikate angelagert haben. Das Modell der homogenen Akkretion dagegen geht zunächst von einer gleichmäßigen Zusammensetzung aus, von der man nicht weiß, ob es sich um festes oder flüssiges Material gehandelt hat, das anschließend ausdifferenzierte. Wichtig bei einer solchen Differentiation sind Verteilungsgleichgewichte zwischen silikatischen, sulfidischen und metallischen Phasen, die chemische Affinität von Iridium und gravitative Vorgänge bei der Kristallisationsdifferentiation einzelner Magmen (MATTHES 1987). Für die hier vorliegende Untersuchung spielt die Ursache jedoch keine Rolle. Der hohe Iridiumwert für die kosmische Häufigkeit wird damit erklärt, daß das extraterrestrische Material überwiegend aus undifferenzierter Materie besteht, die die Elemente weitgehend in solaren Häufigkeitsverhältnissen enthält.

Die enorme Differenz (Faktor 10 000) zwischen irdischen und extraterrestrischen Iridiumkonzentrationen führt dazu, daß der kosmische Anteil einen meßbaren Einfluß auf den Iridiumgehalt in marinen Sedimenten hat (BARKER & ANDERS 1968). Das heißt, die hohen Iridiumkonzentrationen in extraterrestrischer Materie werden durch die irdische Sedimentzufuhr, in der Iridium nur im Ultraspurenbereich vorkommt, verdünnt. Ist der kosmische Influx über gegebene Zeiträume konstant geblieben - Untersuchungen von SCHNEIDER et al. (1973), FECHTIG et al. (1974), KYTE & WASSON (1986) bestätigen dies für die letzten 65 Mio. Jahre - dann hängt der Iridiumgehalt im Sediment von der Sedimentationsrate ab. Hohe Sedimentationsraten bedeuten niedrige Iridiumgehalte und umgekehrt steigt bei verminderter Sedimentzufuhr die Iridiumkonzentration.

Die gesamte, soeben getroffene Aussage müßte auch für andere siderophile Elemente zutreffen. Es gibt auch mehrere Studien (PETTERSON & ROTSCHI 1952; PETTERSON & FREDRIKSSON 1958; BONNER & LOURENCO 1965; SHEDLOVSKY & PAISLEY 1966; BARKER & ANDERS 1968; ESSER & TUREKIAN 1988, siehe auch Tab. 9), die versucht haben, den kosmischen Eintrag über die Konzentrationen von Eisen, Nickel und Osmium zu erfassen. Problematisch bei diesen Elementen sind chemische Veränderungen bei der Ablagerung (siehe Verschiebung der Maxima der Platinmetalle sowie von Gold und Rhenium in Hole 643A). Aus der Synthese mehrerer Studien, u.a. CROCKET et al. (1973) und COLODNER et al. (1992), geht hervor, daß Transportmechanismen und chemische Prozesse den Iridiumgehalt im Sediment nicht oder nur geringfügig verändern. Dies bestätigt die chemische Stabilität des Iridiums im marinen Milieu (eine eingehende Betrachtung dieses Themas findet sich in Kapitel 3.1.3.1), so daß Iridium für die in der vorliegenden Arbeit durchgeführten Studien am besten geeignet ist.

Diskontinuitäten der Biostratigraphie, die tatsächlich auf eine Schichtlücke zurückzuführen sind, zeichnen sich je nach Entstehungsursache, durch verschiedene Iridiumkonzentrations-Veränderungen mit der Tiefe aus:

Fall 1: Der Hiatus ist darauf zurückzuführen, daß keine terrestrische Sedimentation stattfand. Es ist nur der Eintrag aus dem All vorhanden mit entsprechend höheren Iridiumkonzentrationen. Die Iridiumkonzentrationstiefenkurve verläuft mehr oder weniger konstant bis auf den Bereich des Hiatus, der sich durch einen plötzlichen Iridiumpeak auszeichnet.

Fall 2: Der Hiatus wird durch Erosion hervorgerufen. Erosion trägt im gleichen Maße terrestrisches und kosmisches Material ab. Die Iridiumkonzentrationstiefenkurve weist keinerlei Anomalien auf.

Beruht der Hiatus auf der Interpretation biostratigraphischer Daten und soll darauf geprüft werden, ob es sich tatsächlich um eine Schichtlücke handelt, bedarf es weiterer stratigraphischer Untersuchungen. Parallel durchgeführte Isotopendatierungen müssen im Falle einer Schichtlücke einen Sprung in der Alterstiefenkurve aufweisen. Ist jedoch der Verlauf der Alterstiefenkurve ungestört, ist keine Schichtlücke vorhanden. Es ist somit möglich zu überprüfen, ob biostratigraphisch postulierte Hiatusen mit Schichtlücken übereinstimmen. Ist der Befund positiv, kann die Entstehung anhand der Iridiumverteilung nach Fall 1 und 2 rekonstruiert werden.

Überprüfung des Arbeitskonzeptes

MULLER (1989) berichtet, daß die Entdeckung der Iridiumanomalie an der Kreide-Tertiär-Grenze (ALVAREZ et al. 1980) von der Arbeitsgruppe um ALVAREZ ein Nebenprodukt ist. Ursprünglich beabsichtigte das Team, die Sedimentationsrate im Zeitraum des Massensterbens am Ende des Mesozoikums über die Iridiumkonzentration nach obigem Konzept zu bestimmen. Die Implikationen, die sich aus dem gefundenen Iridiumpeak ergaben, führten dazu, daß das Prinzip zur Ermittlung der Sedimentationsrate nicht weiter verfolgt wurde. BARKER & ANDERS (1968) errechneten aus den Iridiumkonzentrationen in Ablagerungen bekannter Sedimentationsraten den kosmischen Influx, benutzten also genau den umgekehrten Ansatz.

Diese beiden Studien sind die einzigen veröffentlichten Arbeiten, die sich bis zum gegenwärtigen Zeitpunkt mit den Abhängigkeiten von Sedimentationsgeschwindigkeit und Iridiumkonzentrationen befaßt haben. Das Arbeitskonzept mußte also erst überprüft werden, bevor es für die Hiatusproblematik eingesetzt werden konnte.

Erforderlich waren Proben mit verschiedenen hohen und bekannten Sedimentationsraten. Die Proben von Leg 104 waren durch die Ausgangsfragestellung vorgegeben. Da die Iridiumgehalte sich bei größeren Konzentrationen genauer bestimmen lassen als bei niedrigen Werten und kleinere Sedimentationsraten größere Anreicherungen von Iridium bewirken, war es wichtig, weiteres Material aus Gebieten mit möglichst kleinen Ablagerungsgeschwindigkeiten zu erhalten. Datierungen und darauf aufbauende Berechnungen der Sedimentationsraten für durch Altersfixpunkte definierte Intervalle sind umso genauer je jünger die Proben sind.

Um dieses Konzept zu verfolgen, wurde zusätzlich zu den Proben von ODP Leg 104 Holes 642B und 643A noch Material aus dem Pazifik von DSDP Leg 92 Hole 597 untersucht. Die Sedimentationsrate von Hole 597 steigt mit zunehmender Tiefe in den ersten 3 m von 0,1 auf 1 m / Mio. Jahre und im weiteren Verlauf auf über 5 m / Mio. Jahre (LEINEN et al. 1986). Die Iridiumgehalte der 3 Proben aus den oberen 3 m liegen zwischen 815 und 1630 ppt (Tab.

7). Die Iridiumwerte für die tiefergelegene Probe von Hole 597 sowie sämtliche Messungen von ODP Leg 104 bleiben alle in der gleichen Größenordnung von 6 bis 93 ppt (Abb. 13 und 14). Der relative Fehler für Konzentrationen um 100 bzw. 1000 ppt beträgt 10-15 % bzw. weniger als 5 %. Aufgrund der Nachweisgrenze von 10 ppt und der Erfassungsgrenze von 20 ppt für Iridium können Werte kleiner 20 ppt nicht mehr quantitativ ausgewertet werden.

Die Ergebnisse zeigen für Bereiche erhöhter Sedimentation kleine und für Proben aus Abschnitten geringer Sedimentation größere Iridiumgehalte, bestätigen also den methodischen Ansatz dieser Arbeit.

Bestimmung der Sedimentationsrate über den Iridiumgehalt.

Damit sich aus den Iridiumkonzentrationen die Variationen der Ablagerungsgeschwindigkeiten ermitteln lassen, muß die Abhängigkeit zwischen Iridiumgehalt und Sedimentationsrate genau definiert sein. Es gilt:

Gleichung 6:
$$I_{ges.} = \frac{M_{kos.} \cdot I_{kos.} + M_{ter.} \cdot I_{ter.}}{M_{kos.} + M_{ter.}}$$

Löst man nach der terrestrischen Massenakkumulationsrate auf, ergibt sich aus Gleichung 6:

Gleichung 7:
$$M_{ter.} = \frac{M_{kos.} \cdot I_{kos.} - M_{kos.} \cdot I_{ges.}}{I_{ges.} - I_{ter.}}$$

mit:

- $I_{ges.}$ = Iridiumkonzentration im Sediment
- $I_{kos.}$ = kosmische Iridiumhäufigkeit
- $I_{ter.}$ = terrestrischer Iridiumbackground
- $M_{kos.}$ = kosmische Massenakkumulationsrate
- $M_{ter.}$ = terrestrische Massenakkumulationsrate

Die kosmische Massenakkumulationsrate ist eine ungewöhnliche Größe, weil der kosmische Eintrag in der Regel als Influx (t / Jahr) angegeben wird. Die Bestimmung der kosmischen Massenakkumulationsrate (g / cm² pro Mio. Jahre) ist jedoch erforderlich, um mit den Gleichungen 6 und 7 arbeiten zu können. Die kosmische Massenakkumulationsrate wird erhalten indem man den kosmischen Influx durch die Erdoberfläche teilt. Um die, in der Geologie gebräuchlichere, terrestrische Sedimentationsrate, statt der Massenakkumulationsrate erhalten, genügt es die Massenakkumulationsrate durch die Dichte des Sediments zu teilen.

Abb. 15 und 16 veranschaulichen den Verlauf der Beziehung zwischen Iridiumkonzentration und Sedimentationsrate für den vereinfachten Fall einer konstanten Trockendichte des Sediments von 0,6 g / cm³ in einer logarithmischen Gesamtdarstellung bzw. in der für die Hiatusfragestellung relevanten Größenordnung von Sedimentationsraten. Für die Erstellung der Abbildungen wurden die eigenen Iridiummessungen (Kap. 3.1.3.2) verwendet und folgende Beträge für die Ausgangsgrößen der Gleichungen 6 und 7 angenommen:

- kosmische Iridiumhäufigkeit: 460 000 ppt (WASSON 1985)
- terrestrischer Iridiumbackground: 30 ppt
- kosmische Massenakkumulationsrate: 0.015 (g / cm² pro Mio. Jahre), abgeleitet von einem kosmischen Influx von 78 000 t / Jahr (KYTE & WASSON 1987)

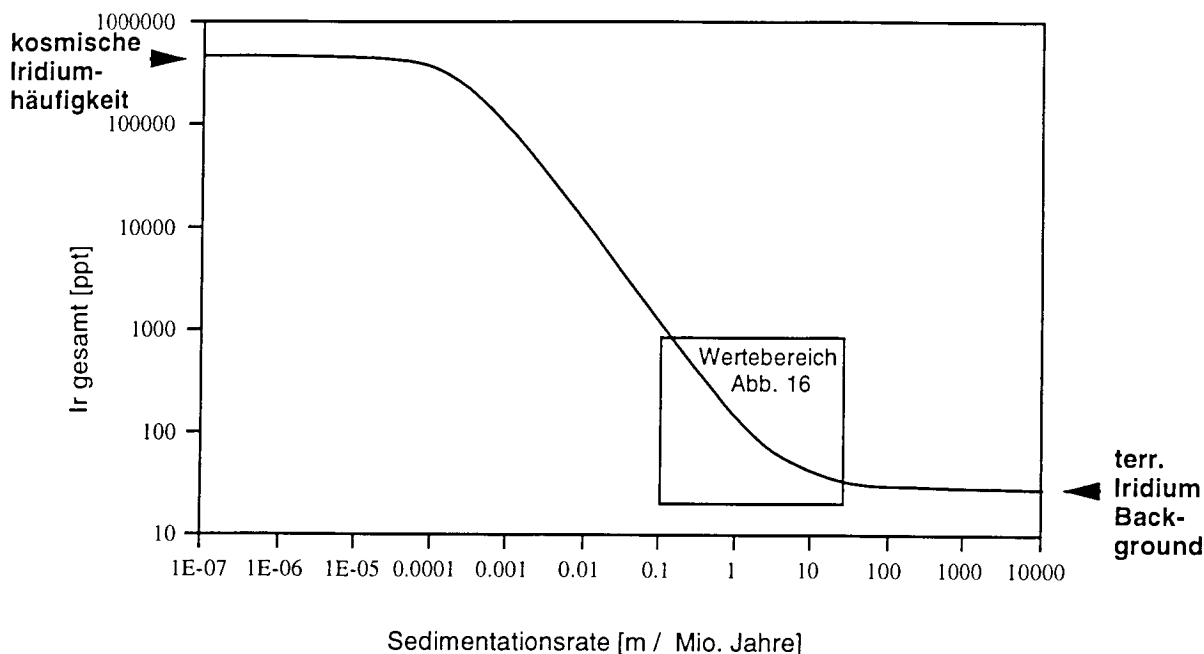


Abb. 15: Logarithmische Darstellung der Abhängigkeit der Iridiumkonzentration im Sediment von der terrestrischen Sedimentationsrate.

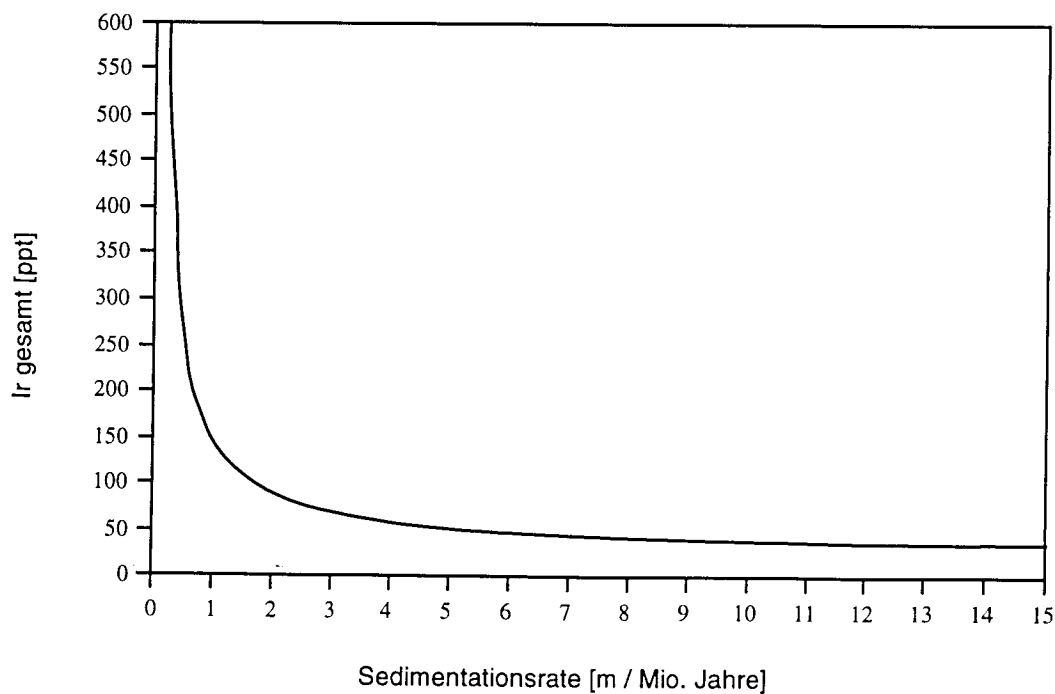


Abb. 16: Für das Arbeitsgebiet relevanter Wertebereich der Abhängigkeit zwischen Iridiumgehalten im Sediment und der terrestrischen Sedimentationsrate.

Auswahl und Zuverlässigkeit der Ausgangsgrößen.

Ausgangsgrößen sind die Konstanten Größen in den Gleichungen 6 und 7: Die kosmische Iridiumhäufigkeit, der irdische Iridiumbackground, und der kosmischen Influx. Der Einsatzbereich der Iridiummessungen in Bezug auf die höchste noch bestimmbare Sedimentationsrate (je höher die Ablagerungsgeschwindigkeit desto weniger Iridium) ist direkt von den angenommenen Werten abhängig.

In Tab. 9 sind die Beträge verschiedener Autoren für den kosmischen Influx zusammengestellt. Die absolute Menge des Influx aus dem All variiert je nach Verfasser und Methode zwischen ca. 50 000 Tonnen pro Jahr (ESSER & TUREKIAN 1988) und 780 000 000 Tonnen pro Jahr (FRANK et al. 1987), bleibt aber als solche konstant. Die Konstanz des kosmischen Eintrags über die letzten 65 Mio. Jahre konnten verschiedene Autoren unabhängig von einander nachweisen (SCHNEIDER et al. 1973, FECHTIG et al. 1974 und KYTE & WASSON 1986). In der vorliegenden Arbeit wurde der Wert von 78 000 t / Jahr (WASSON & KYTE 1987) übernommen, weil dieser Betrag eine gute Übereinstimmung mit den hier untersuchten Iridiumwerten der Pazifikproben und den veröffentlichten Massenakkumulationsraten von LEINEN et al. (1986) ergibt.

Der Wert für den kosmischen Influx von SHEDLOVSKY & PAISLEY (1966) wurde bei einem Stratosphärenexperiment errechnet. Dieser Wert bezieht sich jedoch nur auf kosmische Partikel einer Masse zwischen $1 \cdot 10^{-11}$ und $1 \cdot 10^{-7}$ g und kann deshalb nicht ohne weiteres mit den anderen Daten verglichen werden.

ESSER & TUREKIAN (1988) bestimmten den Wert für den kosmischen Eintrag anhand von Osmiumgehalten und $^{187}/^{186}\text{Os}$ -Verhältnissen. Eine Beurteilung dieses Wertes fällt schwer, da das Verhalten von Osmium in marinen Sedimenten nur ungenügend untersucht ist. Aufgrund der Maximaverschiebung der Platinmetalle gegenüber den Iridiumkonzentrationen entsprechend der Ionisierungspotentiale (Tab. 8) in der vorliegenden Arbeit - Hole 643A (siehe Kap. 4.1.3.3) - sind auch chemische Veränderungen der Osmiumgehalte, obwohl es sich bei den Meßwerten nur um Obergrenzen handelt, in marinen Sedimenten denkbar. Unterstützt wird diese Möglichkeit durch die Beobachtung von KYTE et al. (1985), die im Vergleich zu der kosmischen Verteilung der siderophilen Elemente einen deutlichen relativen Osmiummangel in Sedimenten an den Kreide/Tertiär-Grenzen in Caravaca, Spanien, feststellten. Deshalb müssen die von ESSER & TUREKIAN (1988) gemessenen Osmiumkonzentrationen nicht der tatsächlichen Summe aus kosmischen Osmiumeintrag und terrestrischen Background entsprechen.

Tab. 9: Kosmischer Influx.

Autoren:	kosmischer Influx
PETTERSSON & ROTSCHI (1952)	3 000 000 t/a
PETTERSSON & FREDRIKSSON (1958)	40 000 000 t/a
BONNER & LOURENCO (1965)	40 000 000 t/a
SHEDLOVSKY & PAISLEY (1966)* ¹	< 100 000 t/a
BARKER & ANDERS (1968)	60 000-100 000 t/a
KYTE & WASSON (1986)	80 000 t/a
FRANK et al. (1987)* ²	780 000 000 t/a
WASSON & KYTE (1987)	78 000 t/a
ESSER & TUREKIAN (1988)	49 000-56 000 t/a

*¹bezieht sich nur auf Partikel mit einer Masse zwischen $1 \cdot 10^{-11}$ und $1 \cdot 10^{-7}$ g

*²wird im Text erläutert

BARKER & ANDERS (1968) errechneten den kosmischen Influx aus den Iridiumgehalten pazifischer Tiefseesedimente. Die von ihnen ermittelten Iridiumkonzentrationen betragen zwischen 64 und 560 ppt für Ablagerungsgeschwindigkeiten von 0,4 bis 6 m / Mio. Jahre nach $^{230/232}\text{Th}$ -Messungen von GOLDBERG & KOIDE (1962). ^{14}C Messungen im Atlantik, die von SACKETT (1964) mit $^{230/232}\text{Th}$ -Daten verglichen wurden, zeigen, daß die tatsächlichen Sedimentationsraten von GOLDBERG & KOIDE (1962) unsicher sind. Dennoch liegt dieser Wert sehr nahe an den Angaben von KYTE & WASSON (1987).

Darüber hinaus gibt es noch eine anhaltende Diskussion über den Betrag des kosmischen Influx, der auf den unterschiedlichen Ansichten von WASSON & KYTE (1987) und FRANK et al. (1987) über die Menge, den Anteil und die Zusammensetzung der von Kometen stammenden Komponente beruht. WASSON & KYTE (1987) geben als Bestätigung für ihren Wert die Arbeit von BARKER & ANDERS (1968) an. FRANK et al. (1987) halten aufgrund von Leuchterscheinungen in der oberen Atmosphäre und astronomischer Überlegungen einen um bis zu Faktor 10 000 größeren Wert für den kosmischen Influx als die 78 000 t/Jahr von WASSON & KYTE (1987). Da dieser erhöhte Influx auf Partikel mit kometengleicher Zusammensetzung basiert, müßte dann auch der Wert für die kosmische Iridiumhäufigkeit von WASSON & KYTE (1987) nach unten korrigiert werden.

Angaben über die kosmische Iridiumhäufigkeit reichen von 420 000 ppt bis 650 000 ppt (siehe Tab. 10). Diese Angaben beruhen in der Regel auf der Annahme, daß die durchschnittliche Konzentration für Iridium in Chondriten der extraterrestrischen Iridiumhäufigkeit gleichkommt, (BAKER & ANDERS 1968). Da diese Angaben auf einer großen Anzahl von Analysen meteoritischen Gesteins beruht, dürften die neueren Werte recht zuverlässig sein.

Der iridische Iridiumbackground läßt sich durch das Messen von Iridiumkonzentrationen in Ablagerungen mit sehr hohen Sedimentationsraten ermitteln, weil dann der kosmische Iridiumanteil gegen null geht. Andererseits erlaubt die Meßgenauigkeit der Iridiumwerte kleiner 20 ppt keine quantitativen Aussagen. Die in dieser Arbeit gemessenen Iridiumkonzentrationen gehen bis auf 6 ppt in Bereichen erhöhter Sedimentation zurück. Bei der gegebenen Meßgenauigkeit lassen sich also höhere Sedimentationsraten nicht auflösen. Weitere Analysen von Material mit noch größeren Ablagerungsgeschwindigkeiten sind deshalb irrelevant. Der relative Fehler von 10 bis 15 % bezogen auf 100 ppt und die Schwierigkeit, dadurch Variationen des Iridiumbackgrounds zu bestimmen, führen dazu, daß auf die Untergrenze von 20 ppt eine abgeschätzter Sicherheitsaufschlag von ca. 10 ppt addiert werden muß. Folglich beträgt der in der vorliegenden Studie verwendete Wert für den irdischen Iridiumbackground 30 ppt und stellt somit eine sichere Obergrenze dar. Zum Vergleich: ALVAREZ & ASARO (1990) geben einen durchschnittlichen Iridiumgehalt von 12 bis 13 ppt in den Sedimenten ober- und unterhalb des Kreide-Tertiär Peaks in Gubbio, Italien, an.

Für den qualitativen Einsatz der Iridiummessungen zur Rekonstruktion des Sedimentationsverhaltens sind die vorhanden Unsicherheiten kein grundsätzliches Hindernis. Für zuverlässige quantitative Berechnungen der Sedimentationsprozesse sind weitere Studien zur besseren Absicherung der Verwendeten Ausgangsgrößen unverzichtbar.

Der Iridiumpeak an der Kreide-Tertiär Grenze im Hinblick auf die vorliegenden Ergebnisse

ALVAREZ et al. (1980) führten erstmals das Massensterben an der Kreide-Tertiär Grenze auf den Einschlag eines oder mehrerer Meteoriten zurück. Ihre Argumentation lautet: Iridium ist in extraterrestrischer Materie relativ zur Erdkruste angereichert und weist extrem hohe

Tab. 10: Durchschnittliche Iridiumkonzentrationen verschiedener Gesteine.

Material	Iridiumkonzentrationen
Erdkruste:	
MASON & MOORE (1985)	1 000 ppt
MULLER (1989)	50 ppt
Granit:	
BAEDECKER & EHMANN (1965)	70 ppt
CROCKET (1966)	44 ppt
MASON & MOORE (1985)	10 ppt
Diabas:	
BAEDECKER & EHMANN (1965)	50 ppt
CROCKET (1966)	260 ppt
MASON & MOORE (1985)	3 000 ppt
ozeanische Kruste:	
TAYLOR & McLENNAN (1985)* ¹	20 ppt
Sedimente:	
BARKER & ANDERS (1968)	40-60 ppt
FENNER & PRESLEY (1984)	46 ppt
ALVAREZ et al. (1990)	12-13 ppt
kosmische Materie:	
RANKAMA & SAHAMA (1951)* ²	650 000 ppt
HEIDE (1957)	650 000 ppt
MOORE (1962)	500 000-600 000 ppt
VINOGRADOV (1962)	500 000 ppt
CROCKET et al. (1967)	420 000 ppt
WASSON (1985)* ³	460 000 ppt
WASSON & KYTE (1987)	580 000 ppt

*¹ aus MASON & MOORE (1985)

*² aus RÖSLER & LANGE (1976)

*³ bezieht sich auf nichtflüchtige Elemente

Konzentrationen im Kreide-Tertiär Grenzbereich auf. Die Folgen extraterrestrischer Einschläge, z.B. Klimaveränderungen, verursachen das plötzliche Aussterben vieler Arten.

Obwohl die Hypothese von Impaktereignissen als Auslöser von Massensterben Eingang in die Lehrbücher gefunden hat (z.B. STANLEY 1989), wird die Hypothese auch in diesen Lehrbüchern kritisch hinterfragt. Das Hauptargument gegen diese Hypothese liegt darin, daß viele Arten bereits vor dem Impaktereignis seltener werden, bzw. komplett aussterben. Ein Hauptargument für die Impakttheorie sind weltweite Iridiumanomalien (auf die Betrachtung zahlreicher weiterer Argumente wird hier verzichtet, weil die vorliegende Arbeit hierüber keine neuen Erkenntnisse liefert). Diese Anomalien haben dazu geführt auch andere Massensterben in Hinblick auf diese Theorie zu untersuchen, so daß es zu diesem Themenkomplex zahlreiche Arbeiten gibt.

Von ganz besonderem Interesse ist dabei die Arbeit von HURLEY & VAN DER VOO (1990), die eine Iridiumanomalie zur Zeit des Massensterbens an der Grenze Franium/Famennium im Oberdevon Westaustraliens an Tiefwassermikrostomatolithen näher untersuchten. Die Autoren geben an, daß die 14,5 cm mächtige Schicht aus der die Proben

stammen, mindestens 250 000 Jahre repräsentiert und mit einer Geschwindigkeit von höchstens 6 m / Mio. Jahre abgelagert wurde. Um wieviel diese Grenzwerte zu konservativ angesetzt sind, kann nicht beurteilt werden, so daß sich derzeit eine quantitative Betrachtung erübrigt. Entscheidend bei der Anreicherung des Iridiums könnte nach HURLEY & VAN DER VOO (1990) die biologische Aktivität der stromatolithischen Cyanobakterien gewesen sein. Folglich können erhöhte Iridiumgehalte nur bedingt als Hinweis auf Impaktereignisse gewertet werden.

Tab. 11 zeigt einige Beispiele für Iridiumkonzentrationen an der Kreide-Tertiär Grenze. Es handelt sich jeweils um den maximalen Wert der Iridiumanomalie. Abgesehen von den Ergebnissen der DINO-I Grenze in Dänemark und des Impakts im Spätpliozän liegen die Resultate in der gleichen Größenordnung wie die Pazifikproben dieser Arbeit, die nur den Bereich von Sedimentationsraten von 0,1 bis 3 m / Mio. Jahre erfassen. Schließlich ist auch die niedrige Sedimentationsrate bei HURLEY & VAN DER VOO (1990) möglicherweise entscheidend an der Anreicherung des Iridiums an der Grenze Franium/Famennium beteiligt.

Es stellt sich die Frage, ob die Kreide-Tertiär Anomalien tatsächlich auf Meteoriteneinschläge zurückgehen, oder ob diese Anreicherungen im Wesentlichen durch verlangsamte bis stagnierende Sedimentation verursacht wurden.

Tab. 11: maximale Iridiumkonzentrationen an der Kreide-Tertiär Grenze im Vergleich mit dem Impaktbereich eines Einschlags im Spätpliozän.

Kreide-Tertiär Grenze	Iridiumkonzentrationen
ALVAREZ et al. (1982) DINO-I, Dänemark	31 500 ppt
ALVAREZ et al. (1990) Gubbio, Italien	3 000 ppt
CROCKET et al. (1988)* Bottaccione, Italien	1 000 ppt
Contessa, Italien	2 600 ppt
MICHEL et al. (1983) DSDP Leg 72, Site 516F	1 500 ppt
MURALLI et al. (1990) DINO-I, Dänemark	35 000 ppt
Scollard Canyon, Alberta	3 800 ppt
Brazos Section, Texas	700 ppt
Bragg Section, Alabama	2 600 ppt
Spätpliozän Impakt	
KYTE et al. (1988) E13-1 bis E13-7, Südpazifik	12 000 ppt

*aus MURALLI et al. (1990)

3.2 Sedimentologie

3.2.1 Korngrößenanalysen

3.2.1.1 Grundlagen der Korngrößenuntersuchungen

Die Korngrößenbestimmungen sind Teil des holostratigraphischen Arbeitsansatzes. Die Verteilung und Zusammensetzung der Korngrößen im Sediment wird über die Bewegung des Wassers gesteuert (PETTIJOHN 1975). Ablagerungsräume mit starken Strömungen sind häufig durch hohe Anteile gröberer Komponenten gekennzeichnet, während ruhige Verhältnisse durch höhere Anteile der Feinfraktion charakterisiert sind. Sollten Hiaten im Zusammenhang mit variablen Bodenwasserströmungsgeschwindigkeiten stehen, müßten sich dadurch bedingte höhere Anteile gröberer Komponenten zu Zeiten vermehrter Wasserbewegung in der Korngrößenverteilung nachweisen lassen. Weitergehende Rekonstruktionen des Paläoenvironments anhand der Korngrößenverteilung sind dagegen trotz vielfältiger Versuche in der Regel ohne konkrete Erfolge geblieben (PETTIJOHN 1975). Hohe Anteile der Feinfraktion erschweren die Auswertung zusätzlich, da das Ausflocken und die Ablagerung von Tonmineralen nicht nur von der Wasserbewegung sondern auch von den spezifischen Eigenschaften des jeweiligen Tonminerals abhängen (siehe Kapitel 3.2.2.1).

Weitere Korngrößenuntersuchungen mit Grobfraktionsanalysen (= Auszählen der Fraktion > 63 µm) an Material von Hole 642B und 643A finden sich bei HENRICH et al.(1989) und WOLF (1990). Diese Arbeiten enthalten keine weitere Trennung der Fraktion < 63 µm. Zudem ist der Probenabstand für die genaue Erfassung der Hiatusbereiche zu weit, so daß die in der vorliegenden Arbeit durchgeführten Korngrößenanalysen erforderlich wurden.

3.2.1.2 Durchführung der Korngrößenbestimmungen

Der Ablauf der Aufbereitung über Naßsieben, Trockensieben und Atterbergtrennung ist in der Übersicht Abb. 17 dargestellt.

3.2.1.3 Ergebnisse und Auswertung der Korngrößenbestimmungen

Die ermittelten Gewichtsprozente der einzelnen Korngrößen von 160 verschiedenen Proben sind in Abb. 18 bis 21 gegen die Tiefe aufgetragen. Diese Darstellungsform wurde gewählt um ein einheitliches Auswertungsschema beizubehalten und entspricht der anderer Korngrößenanalysen von ODP Leg 104 (HENRICH et al. 1989, WOLF 1990).

Beide Holes 642B und 643A sind durch einen hohen Feinfraktionsanteil gekennzeichnet (Partikel kleiner 63 µm), der meist zwischen 80 und 95 % liegt .

Hole 642B

In Hole 642B weisen die Fraktionen < 2µm und 2-63 µm erhebliche Schwankungen auf. Die Maxima der Fraktion < 2 µm fallen mit den Minima der Fraktion 2-63 µm zusammen und umgekehrt. Solche gegenläufigen Schwankungen können durch Veränderungen der Strömungsgeschwindigkeiten des Wassers erklärt werden. Doch müßten Zunahmen der Strömungsgeschwindigkeiten nicht nur das Verhältnis der Fraktionen < 2µm / 2-63 µm zur gröberen Fraktion verschieben, sondern gleichzeitig auch den Anteil der noch gröberen Fraktionen erhöhen. Dies ist aber von Ausnahmen abgesehen, nicht der Fall. Genauso häufig wie diese Ausnahmen ist auch der gegenteilige Fall: erhöhte Anteile der Fraktion 2-63 µm

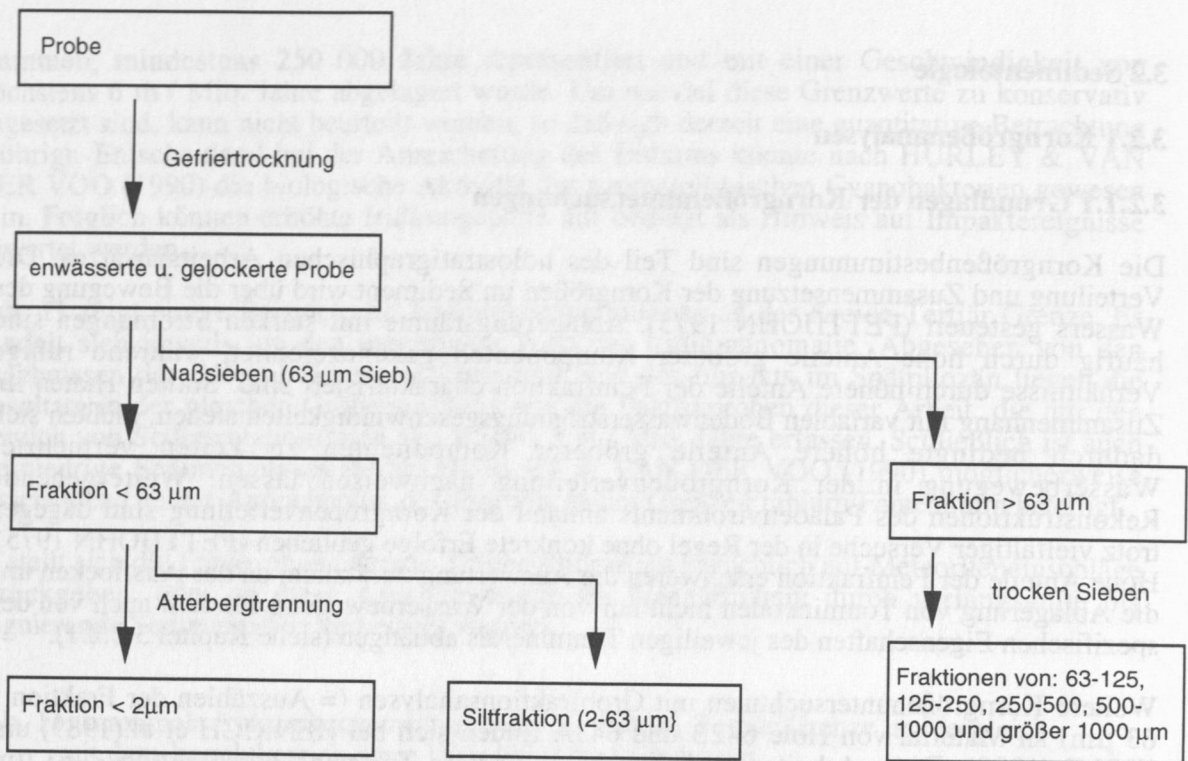


Abb. 17: Arbeitsgang Korngrößentrennung.

fallen mit reduzierten Gehalten größerer Komponenten zusammen und widersprechen somit einer Korngrößenverteilung, die bei zunehmenden Strömungsgeschwindigkeiten zu erwarten ist.

Das gegenläufige Verhalten der Maxima und Minima der Fraktionen < 2 µm und 2-63 µm hat deshalb wahrscheinlich eine andere Ursache. Liegen viele Partikel in der Größenordnung von 2 µm, können diese mal in der Fraktion < 2 µm mal in der Fraktion 2-63 µm festgehalten werden. Folglich ist es möglich, daß solche Schwankungen auf die angewandte Klassifikation der Korngrößen zurückgehen. Sieht man von diesen Schwankungen ab, erweist sich das Verhalten der Feinfraktion als relativ konstant (keine Schwankungen über 10 %).

Die Grobfraktionen (Komponenten größer 63 µm) zeigen erhebliche relative aber recht kleine absolute Schwankungen. Die Fraktionen 63-125 µm, 125-250 µm und 250-500 µm weisen einzelne deutliche Peaks (bis 12 %) im Tiefenbereich zwischen 115 und 120 mbsf auf. Die Fraktionen 500-1000 µm und > 1000 µm lassen bei drastischen Variationen keine geordneten Maxima erkennen.

In Hole 642B korreliert keine der beobachteten Schwankungen eindeutig mit den Hiaten 2.1/2.2 und 1.0/2.0.

Hole 643A

Analog zu Hole 642B überwiegt in Hole 643A der Anteil der Komponenten < 63 µm mit 80 bis 99 % und Einzelwerten außerhalb dieses Wertebereichs. Auch hier entsprechen die

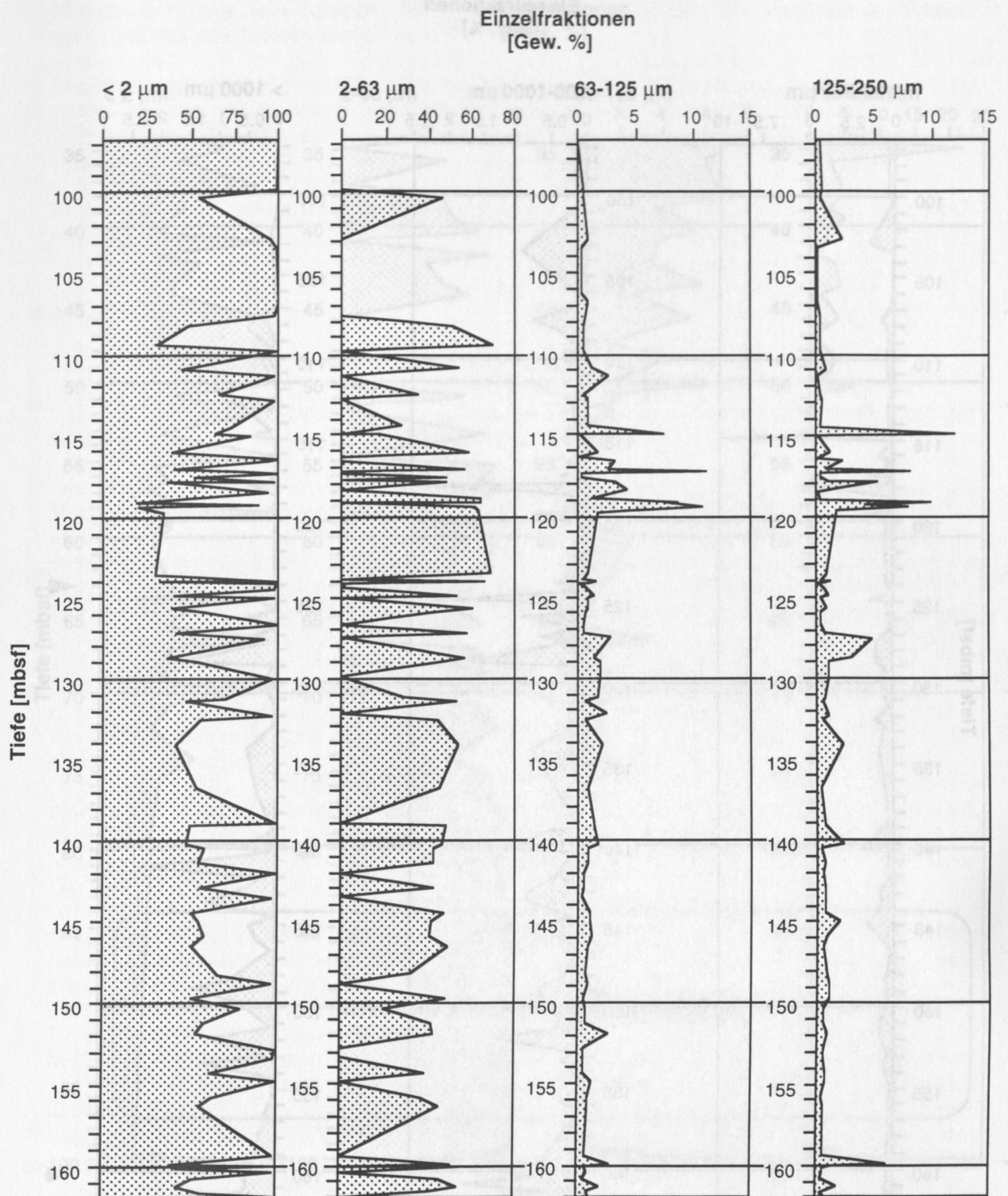


Abb. 18: Variation der Fraktionen < 2 μm, 2-63 μm, 63-125 μm und 125-250 μm in Site 642B. Die Pfeile zeigen die Position biostratigraphisch definierter Hiaten.

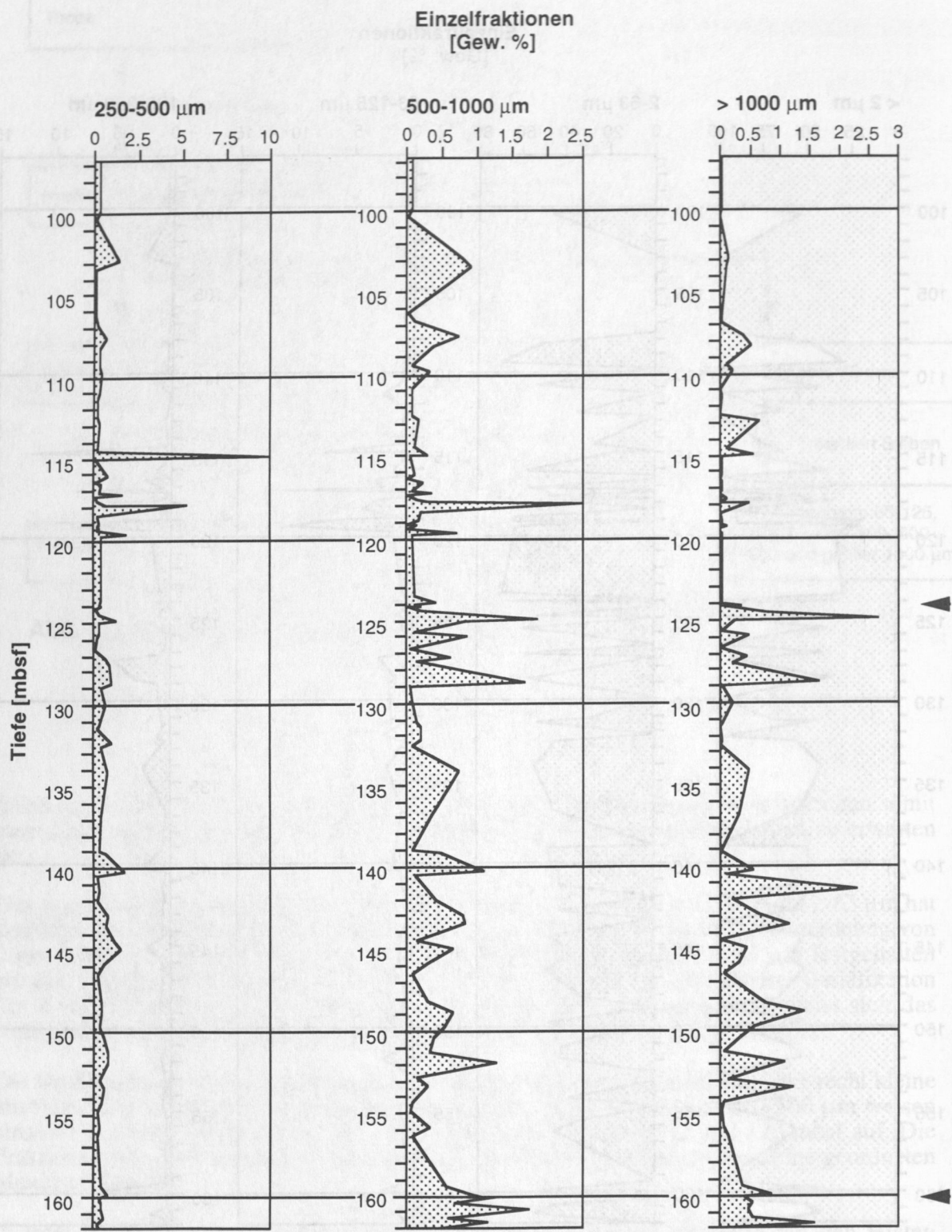


Abb. 19: Variation der Fraktionen, 250-500 μm , 500-1000 μm und > 1000 μm in Site 642B. Die Pfeile zeigen die Position biostratigraphisch definierter Hiaten.

Einzelfractionen
[Gew. %]

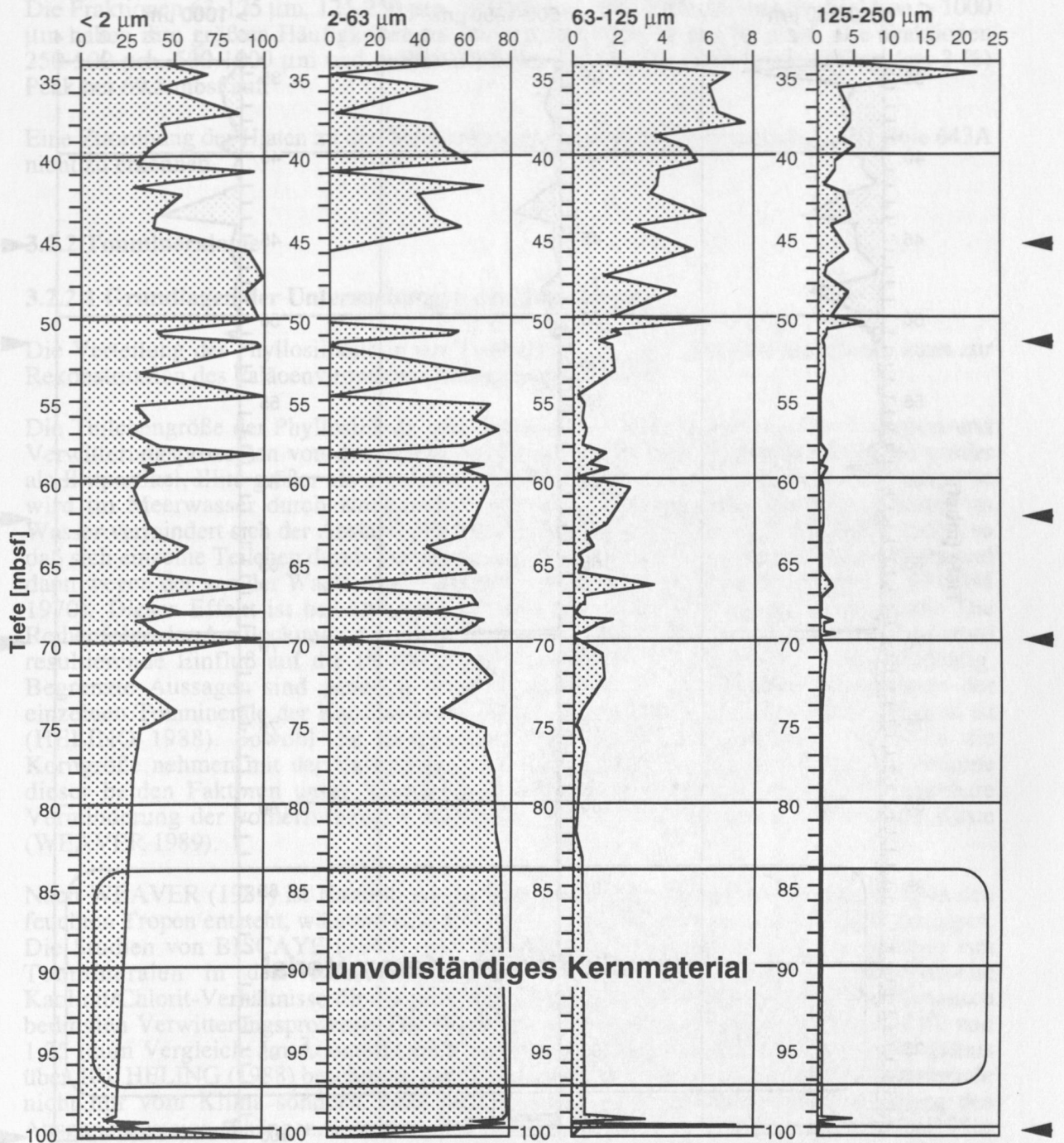


Abb. 20: Variation der Fraktionen < 2 μm , 2-63 μm , 63-125 μm und 125-250 μm in Site 643A. Die Pfeile zeigen die Position biostratigraphisch definierter Hiaten.

Einzelfractionen
[Gew. %]

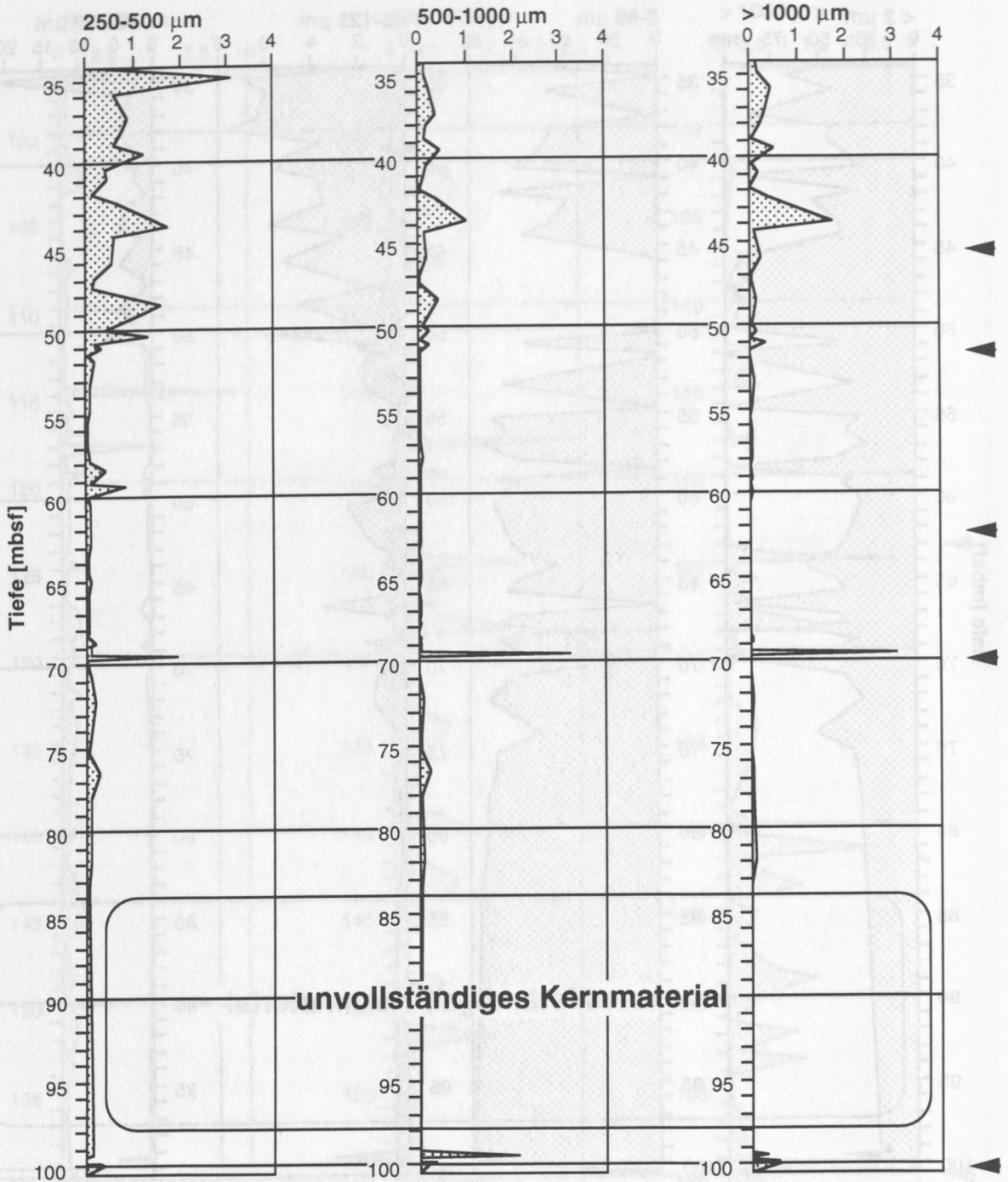


Abb. 21: Variation der Fraktionen 250-500 μm , 500-1000 μm und > 1000 μm in Site 643A. Die Pfeile zeigen die Position biostratigraphisch definierter Hiaten.

Maxima der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ den Minima der Fraktion $2-63 \mu\text{m}$: Die Variation der Summe der Feinfraktionen bleibt unter 20 %.

Die Fraktionen $63-125 \mu\text{m}$, $125-250 \mu\text{m}$, $250-500 \mu\text{m}$, $500-1000 \mu\text{m}$ und die Fraktion $> 1000 \mu\text{m}$ haben ihre größten Häufigkeiten im Bereich zwischen 35 und 55 mbsf. Die Fraktionen $250-500 \mu\text{m}$, $500-1000 \mu\text{m}$ und größer $1000 \mu\text{m}$ weisen alle einen relativ hohen (ca. 3 %) Peak bei 69,5 mbsf auf.

Eine Zuordnung der Hiaten zu den Schwankungen der Korngrößenverteilung ist in Hole 643A nicht zu erkennen.

3.2.2 Tonmineralogie

3.2.2.1 Grundlagen der Untersuchungen der Tonminerale

Die Verteilung der Phyllosilikate in der Tonfraktion ($< 2 \mu\text{m}$) mariner Sedimente kann zur Rekonstruktion des Paläoenvironments herangezogen werden.

Die Teilchengröße der Phyllosilikate oder Tonminerale hängt außer von den Transport- und Verwitterungsprozessen von dem speziellen Mineral selber ab. Kaolinitpartikel sind größer als Illitpartikel, Illite größer als Smektit (HELING 1988). Die ursprüngliche Teilchengröße wird im Meerwasser durch Koagulation verändert. Aufgrund des Elektrolytgehaltes im Wasser vermindert sich der Abstand der diffusen Doppelschichten (VAN OLPHEN 1963), so daß sich einzelne Teilchen durch Turbulenz oder Brown'sche Bewegung einander nähern und dann wegen der van der Waals Anziehungskraft größere Flocken bilden (HAHN & STURM 1970). Dieser Effekt ist bei unterschiedlichen Tonmineralen verschieden wirksam. Die Reihenfolge der Ausflockung ist je nach Autor und Arbeitsansatz verschieden und der daraus resultierende Einfluß auf die Partikelgröße der jeweiligen Tonminerale nicht eindeutig. Begrenzte Aussagen sind dennoch möglich, da trotz der spezifischen Koagulation der einzelnen Tonminerale der Kaolinit in der Regel in der Tonfraktion das größte Mineral ist (HELING 1988). Sowohl die Suspensionsfracht im Oberflächenwasser als auch die Korngröße nehmen mit der Entfernung vom Liefergebiet ab. Folglich ergibt die Summe dieser beiden Faktoren unter Vernachlässigung der Bathymetrie eine nachvollziehbare Verminderung der vorherrschenden Korngröße mit zunehmenden Abstand von der Küste (WEAVER 1989).

Nach WEAVER (1989) ist Kaolinit ein Mineral, das bevorzugt bei der Verwitterung in den feuchten Tropen entsteht, während Illit, Chlorit und Smektit eher arktische Klimata anzeigen. Die Studien von BISCAYE (1965) und TUREKIAN (1976) der rezenten Verteilung von Tonmineralen in den Tiefseesedimenten des Atlantik zeigen charakteristische Kaolinit/Chlorit-Verhältnisse für die jeweilige geographische Breite aufgrund der klimatisch bedingten Verwitterungsprozesse. Die Werte für den Nordatlantik liegen zwischen 0,62 und 1,25 (zum Vergleich: Im Äquatorbereich vor Afrika beträgt das Kaolinit/Chlorit-Verhältnis über 10). HELING (1988) beschreibt, daß die bei der Verwitterung entstehenden Tonminerale nicht nur vom Klima sondern auch ganz entscheidend von der Zusammensetzung des Ausgangsgesteins abhängen. Untersuchungen von LIPPMANN (1982) und KELLER (1970) belegen über geologische Zeiträume äußerst stabile Phasengleichgewichte der eigentlich nur metastabilen Tonminerale (Ausnahmen: Muskowit und Dickit sind stabil), so daß die Tonminerale nahezu unverändert erhalten bleiben können.

Um die ursprünglichen Ablagerungsverhältnisse zu rekonstruieren, müssen außerdem die postsedimentären Veränderungen während der chemischen Diagenese betrachtet werden.

Abb. 22: Aufbereitung der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ für die Tonmineralbestimmung

Für die hier vorliegende Arbeit ist die Illitisierung von Smektiten und in geringerem Maße die Diagenese von Kaolinit und Chlorit von Bedeutung. Nach HELING (1988) und HOWER et al. (1976) sind für die Illitisierung des Smektit die Verfügbarkeit von Kaliumionen im Porenwasser und Wärmezufuhr (mindestens 20-30 °C bei hohen Kaliumkonzentrationen) für die Diffusion der Kaliumionen in die Zwischengitterschichten Voraussetzung. Lediglich bei degradierten Glimmern (Illit und Smektit gehören durch ihre Struktur zur Gruppe der Glimmer; die wichtigsten "echten" Glimmer sind Biotit und Muskowit) ist für diesen Vorgang keine Mindesttemperatur erforderlich. STADLER (1963), DUNOYER DE SEGONZAC et al. (1968) und HOWER et al. (1976) fanden in Tiefbohrungen mit zunehmender Teufe eine Abnahme des Kaolinitgehaltes bei gleichzeitiger Zunahme von Illit und Chlorit und führen dies auf diagenetische Umwandlungen zurück. Wahrscheinliche Ursachen sind chemische Veränderungen im Porenwasser und hier insbesondere das K^+/H^+ -Verhältnis (HELING 1988), doch genaue Erkenntnisse über den Ablauf dieser Prozesse liegen noch nicht vor.

3.2.2.2 Durchführung der Tonmineralbestimmungen

Eine umfassende Beschreibung des semiquantitativen methodischen Ansatzes befindet sich bei LETZIG (1993). Die Aufbereitung der Tonminerale schließt an die Abtrennung der Fraktion kleiner 2 µm nach dem Atterberg-Verfahren an (siehe Schema der Korngrößentrennung Abb. 17). Ziel der Aufbereitung ist es, für die jeweiligen Tonminerale konstante Zwischengitterabstände zu erreichen, damit bei der Röntgendiffraktometrie charakteristische Basisreflexe entstehen. Das heißt, die möglicherweise verschiedenen Ionen, die sich in den Zwischengittern befinden, müssen durch eine einzige bekannte Ionenart (hier Magnesiumionen) ersetzt werden. Die einzelnen Arbeitsschritte, sind in der Übersicht Abb. 22 dargestellt. Im Unterschied zu LETZIG (1993) wurden die Proben bei der Herstellung der Texturpräparate nicht durch Filtration, sondern durch Verdunstung auf den Objektträgern eingeregelt. Nach der ersten Messung wurde die Probe glykolisiert und erneut gemessen, um quellfähige Minerale wie Smektite auf einen konstanten Gitterabstand zu erkennen.

Die Messungen erfolgten mit einem Philips® Röntgendiffraktometer vom Typ PW 1710®, das mit der Betriebssoftware PC-APD-SW PW 1877® verbunden war. Gemessen wurde mit einer Cu alpha Anode bei einer Spannung von 45 kV und einer Stromstärke von 40 mA. Die Schrittweite betrug 0.01° 2 Theta.

Zur Bestimmung der einzelnen Tonminerale wurden die Nachschlagwerke von BAYLISS et al. (1983) und BAYLISS et al. (1986) verwendet.

3.2.2.3 Ergebnisse und Auswertung der Tonmineralbestimmungen

Die Verteilung der Tonminerale von 170 Proben ist in Abb. 23 und 24 dargestellt. Die prozentualen Anteile der Minerale wurden analog zu FROGET et al. (1989) auf der Basis der Peakhöhe berechnet und beziehen sich auf die Summe der Minerale Chlorit, Illit, Smektit und Kaolinit. Im Gegensatz zu FROGET et al. (1989) wurden trotz der großen Anzahl der Messungen und des geringen Probenabstandes im Bohrkern keine Wechsellagerungsminerale gefunden. Nach Experimenten von McHARDY et al. (1982) und NADEAU et al. (1984a, 1984b) ist die Konzeption der Wechsellagerungsminerale in Frage gestellt worden, da in ihren Untersuchungen Messungen an mechanischen Gemengen von Illit und Smektit ebenfalls zu mixed-layer-Reflexen führten. Wegen der Probleme, die mit mixed-layer-Reflexen verbunden sind, konnte die Diskrepanz nicht eingehend geklärt werden.

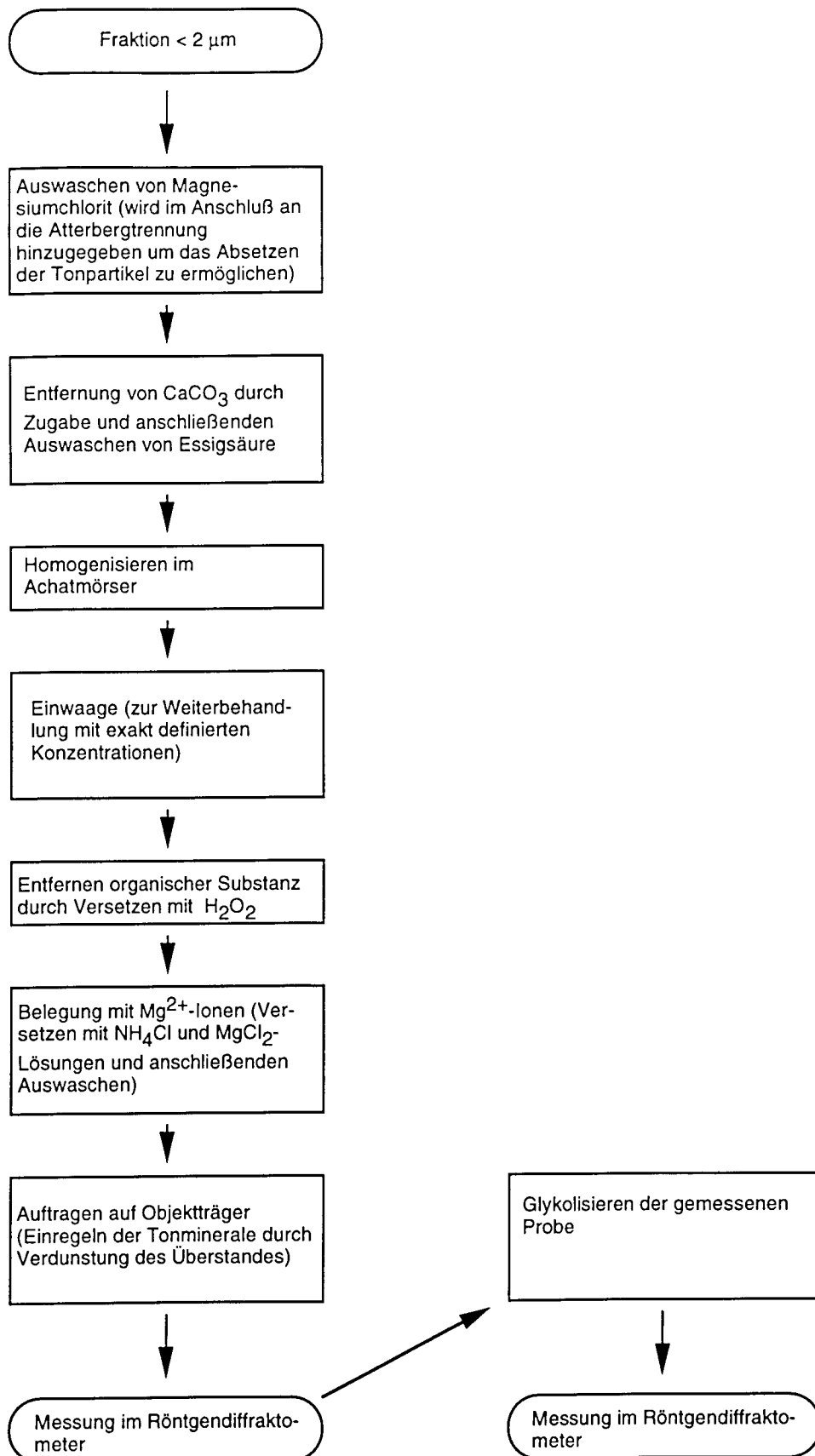


Abb. 22: Aufbereitung der Fraktion < 2 µm für die Tonmineralbestimmung.

Hole 642B

In Hole 642B ist das häufigste Tonmineral der Illit mit Einzelwerten über 50 % und Durchschnittsgehalten um ca. 40 %. Die Anteile von Smektit und Kaolinit sind in etwa gleich groß und betragen meist 25-27 % der Tonfraktion. Chloritgehalte liegen zwischen 4 und 8 %. Die relativen Schwankungen der einzelnen Tonminerale sind in etwa gleich. Folglich nehmen die absoluten Schwankungen mit der Höhe der Gehalte zu, wie aus Abb. 20 ersichtlich ist. Die relativen Häufigkeiten von Illit und Smektit sind gegenläufig. Das heißt, Häufigkeitsmaxima des Illits fallen auf Minima des Smektit und umgekehrt. Eine mögliche Erklärung sind lokal begrenzte Illitisierungsvorgänge. Tiefenabhängigkeiten bzw. Trends oder Zusammenhänge mit Hiaten sind nicht zu erkennen. Das Kaolinit/Chlorit-Verhältnis liegt meist zwischen 3 und 6.

Hole 643A

In Hole 643A ist Illit nur geringfügig häufiger als Smektit und die Gehalte liegen im Mittel bei ca. 32-37 %. Auch hier ist die Verteilung dieser beiden Minerale gegenläufig. Kaolinit und Chloritgehalte betragen durchschnittlich 25 bzw. 7 %. Die relativen und absoluten Schwankungen verhalten sich analog zu denen in Hole 642B. Trends sind weder nach der Tiefe noch im Zusammenhang mit Hiaten zu erkennen. Das Kaolinit/Chlorit-Verhältnis liegt bei 2,5 bis 5,5.

Synthese

Die Kaolinitgehalte nehmen von Hole 642B zu Hole 643A, also mit zunehmender Entfernung von der Küste, geringfügig (ca. 3 %) ab. Die Illit und Smektitgehalte in beiden Holes sind gegenläufig. Berücksichtigt man, daß der Kaolinit im Normalfall das größte Tonmineral ist (HELING 1988), kann aus dessen Verteilung und aus dem Illitisierungsprozeß, der in diesen Breiten wegen der Temperatur (unter 20 °C) nur aus degenerierten Glimmern möglich ist (HELING 1988, HOWER et al. 1976), auf das Kristallin Norwegens als ein mögliches Liefergebiet geschlossen werden. Die Kaolinit/Chlorit-Verhältnisse von Hole 642B und 643A, 3 bis 6 % bzw. 2,5-5,5 % sind deutlich höher als die Werte für den Nordatlantik von BISCAYE (1965) und TUREKIAN (1970) von 0,62 bis 1,25. Die Verhältnisse von Hole 642B und 643A zeigen deutlich wärmere Klimata an als die rezenten Verhältnisse. Da sich die Werte dieser Autoren auf die Tiefsee-Ebenen beziehen und eine - jedoch äußerst geringe - Abnahme mit der Tiefe von Hole 642B zu Hole 643A vorhanden ist, gibt es folgende mögliche Erklärungen für die Bedingungen zur Ablagerungszeit:

- geringere Tiefenlage
- gemäßigteres Klima
- extreme Mineralparagenesen der Liefergebiete
- Transportprozesse
- Kombinationen der einzelnen Faktoren

Zunahmen der Illit und Chloritgehalte auf Kosten des Kaolinit mit der Tiefe (STADLER 1963, DUNOYER DE SEGONZAC et al. 1968 und HOWER et al. 1976) konnten nicht beobachtet werden. Diagenetische Prozesse, die das Sediment stark verändern können, sind deshalb wenig wahrscheinlich. Fehlende Trends und die Konstanz der Schwankungen in der Tonmineralzusammensetzung lassen auf gleichmäßige, sich nicht oder nur geringfügig ändernde Sedimentationsbedingungen schließen.

Relative Häufigkeiten der Tonminerale
[%]

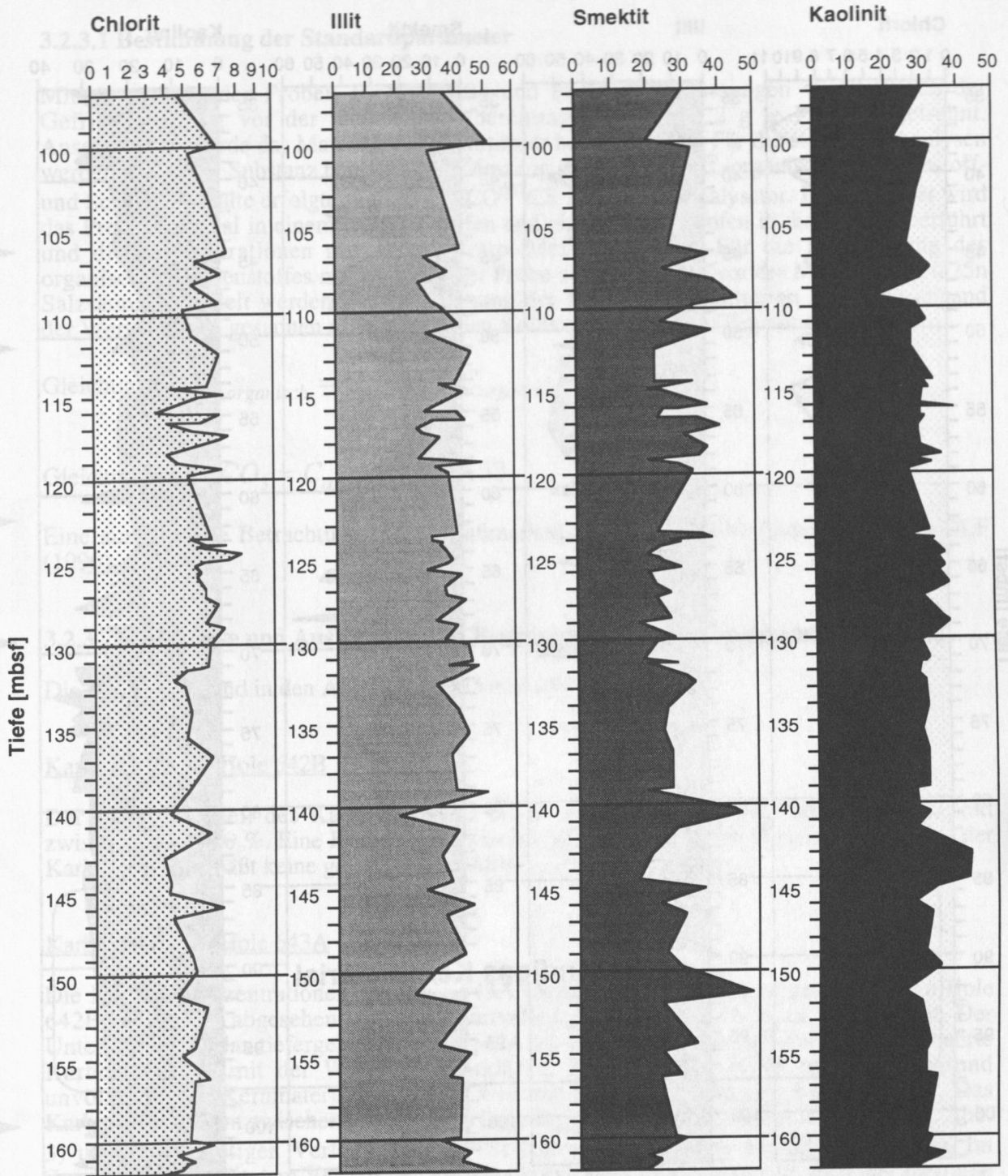


Abb. 23: Verteilung der Tonminerale Chlorit, Illit, Smektit und Kaolinit in Site 642B. Die Pfeile zeigen die Position biostratigraphisch definierter Hiaten.

relative Häufigkeiten der Tonminerale
[%]

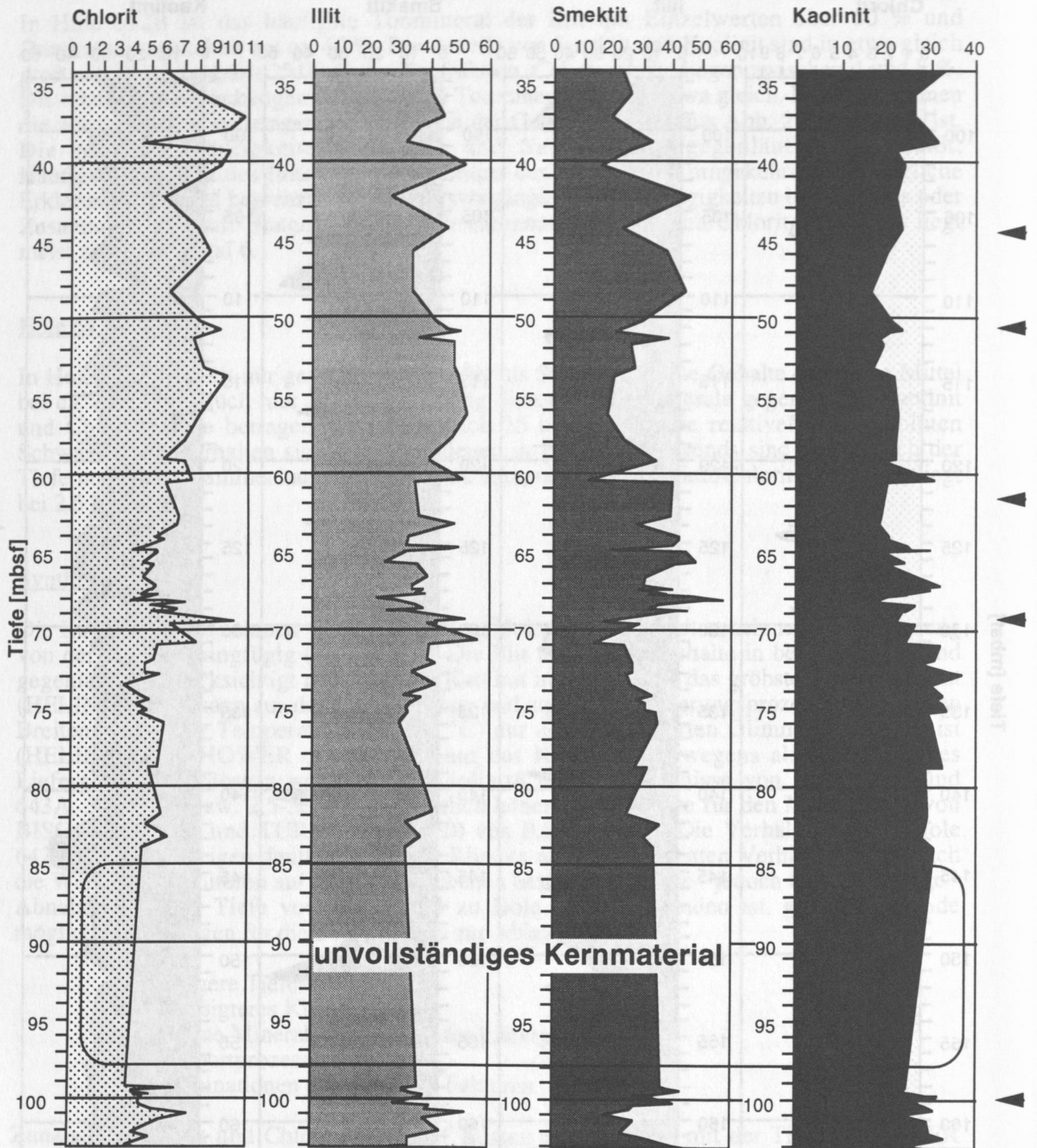


Abb. 24: Verteilung der Tonminerale Chlorit, Illit, Smektit und Kaolinit in Site 643A. Die Pfeile zeigen die Position biostratigraphisch definierter Hiaten.

3.2.3 Bestimmung der Standardparameter ($C_{org.}$, $CaCO_3$, S)

3.2.3.1 Bestimmung der Standardparameter

Mit Ausnahme der Proben für die ^{10}Be und Platinmetallmessungen wurden nach der Gefriertrocknung vor der weiteren Aufbereitung jeweils ca. 2 g je Probe abgetrennt. Anschließend wurde das Material im Achatmörser homogenisiert. Für die einzelnen Analysen werden 20-30 mg Substanz benötigt. Die Messung der Kohlenstoff-, organischen Kohlenstoff- und Schwefelgehalte erfolgte mit dem LECO[®]-CS 125 Infrarotanalysator. In dem Gerät wird das Probenmaterial in einem Induktionsofen und einem Katalyseofen in die Oxide überführt und die Konzentrationen mit einer Infrarot-Meßzelle erfaßt. Für die Bestimmung des organischen Kohlenstoffes muß ein Teil der Probe abgetrennt und vor der Messung mit 0,25n Salzsäure behandelt werden. Die Berechnung der Karbonatkonzentration geschieht anhand der Werte für den gesamten und organischen Kohlenstoff über die Gleichungen 8 und 9:

$$\text{Gleichung 8: } C_{anorganisch} = C_{gesamt} - C_{organisch}$$

$$\text{Gleichung 9: } CaCO_3 = C_{anorganisch} \cdot 8,33$$

Eine ausführliche Betrachtung dieser Meßmethodik und der Fehler findet sich bei WOLF (1990).

3.2.3.2 Ergebnisse und Auswertung der Bestimmung der Standardparameter

Die Ergebnisse sind in den Abbildungen 25 und 26 dargestellt.

Karbonatgehalte Hole 642B

Der Gewichtsanteil des Karbonats Hole 642B ist in Abb. 25 dargestellt und schwankt zwischen 0 und 40 %. Eine Korrelation zwischen dem Auftreten von Hiaten (Abb. 3) und der Karbonatgehalte läßt keine gegenseitigen Abhängigkeiten erkennen.

Karbonatgehalte Hole 643A

Die Karbonatkonzentrationen von Hole 643A (Abb. 26) sind durchweg geringer als in Hole 642B und gehen abgesehen von dem Intervallen 55-60 m und 79-99 m, gegen Null. Der Unterschied für das tiefergelegene Hole 643A zu Hole 642B läßt sich durch die vermehrte Karbonatlösung mit der Wassertiefe erklären. Das Intervall 79-99 m kann aufgrund unvollständigen Kernmaterials nicht zur weiteren Auswertung herangezogen werden. Das Karbonatmaximum zwischen 55 und 60 m liegt direkt oberhalb des Hiatus 2.2/2.3 (siehe Abb. 3) und des unstetigen Verlaufs der $^{87}/^{86}Sr$ -Isotopenverhältnisse bei 62 m (Abb. 6). Im Zusammenhang mit dem Verlauf der Karbonatkurve steht möglicherweise auch das aberrante $^{87}/^{86}Sr$ -Strontiumverhältnis bei 62 m. Geht man davon aus, daß dieses Strontiumverhältnis auf Lösung von Karbonat im Sediment zurückgeht, könnte der Lösungsvorgang den Rückgang des Karbonats zwischen 60 und 71 m erklären.

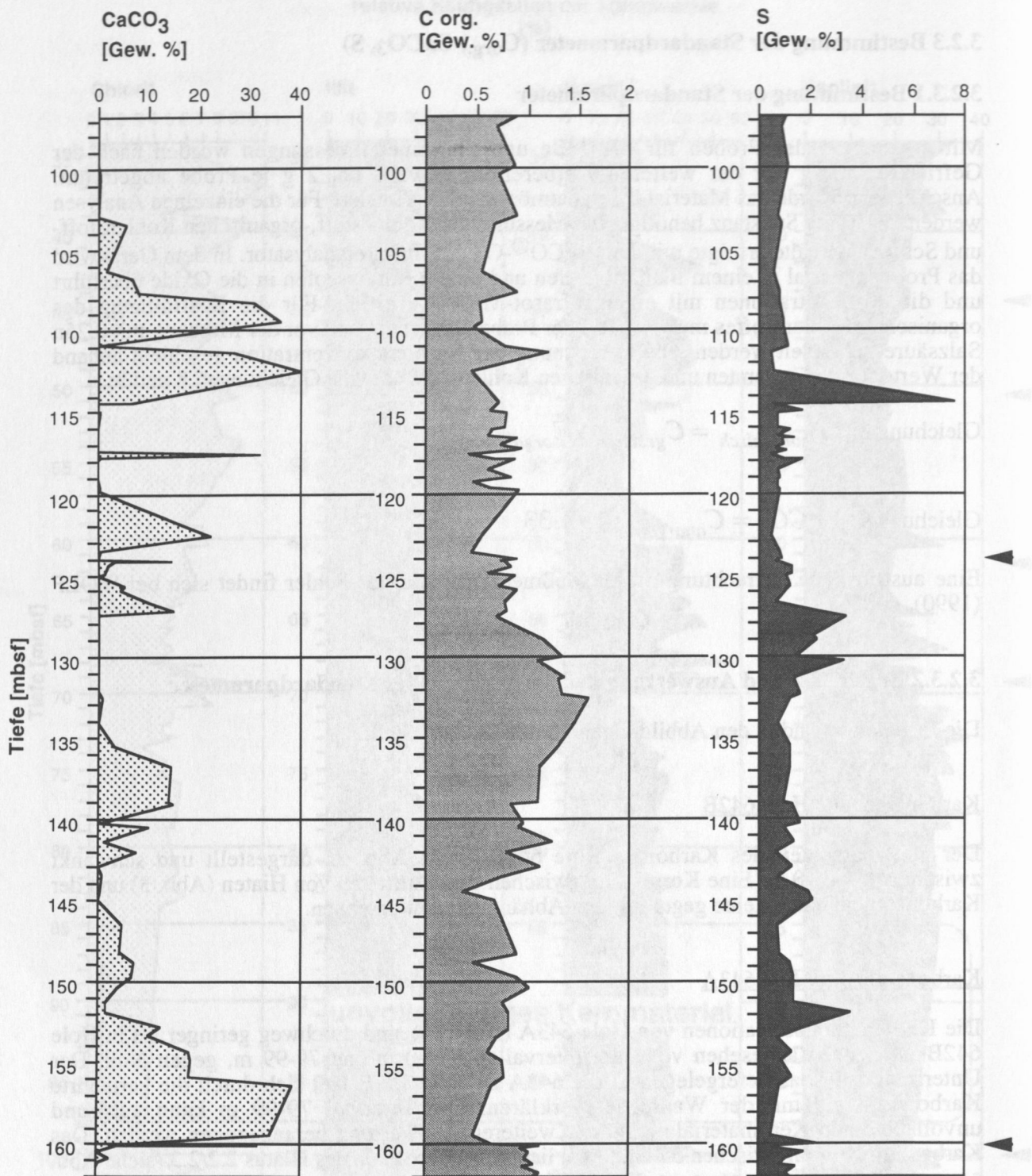


Abb. 25: Verteilung der Gehalte von Karbonat, organischen Kohlenstoff und Schwefel in Site 642B. Die Pfeile zeigen die Position biostratigraphisch definierter Hiaten.

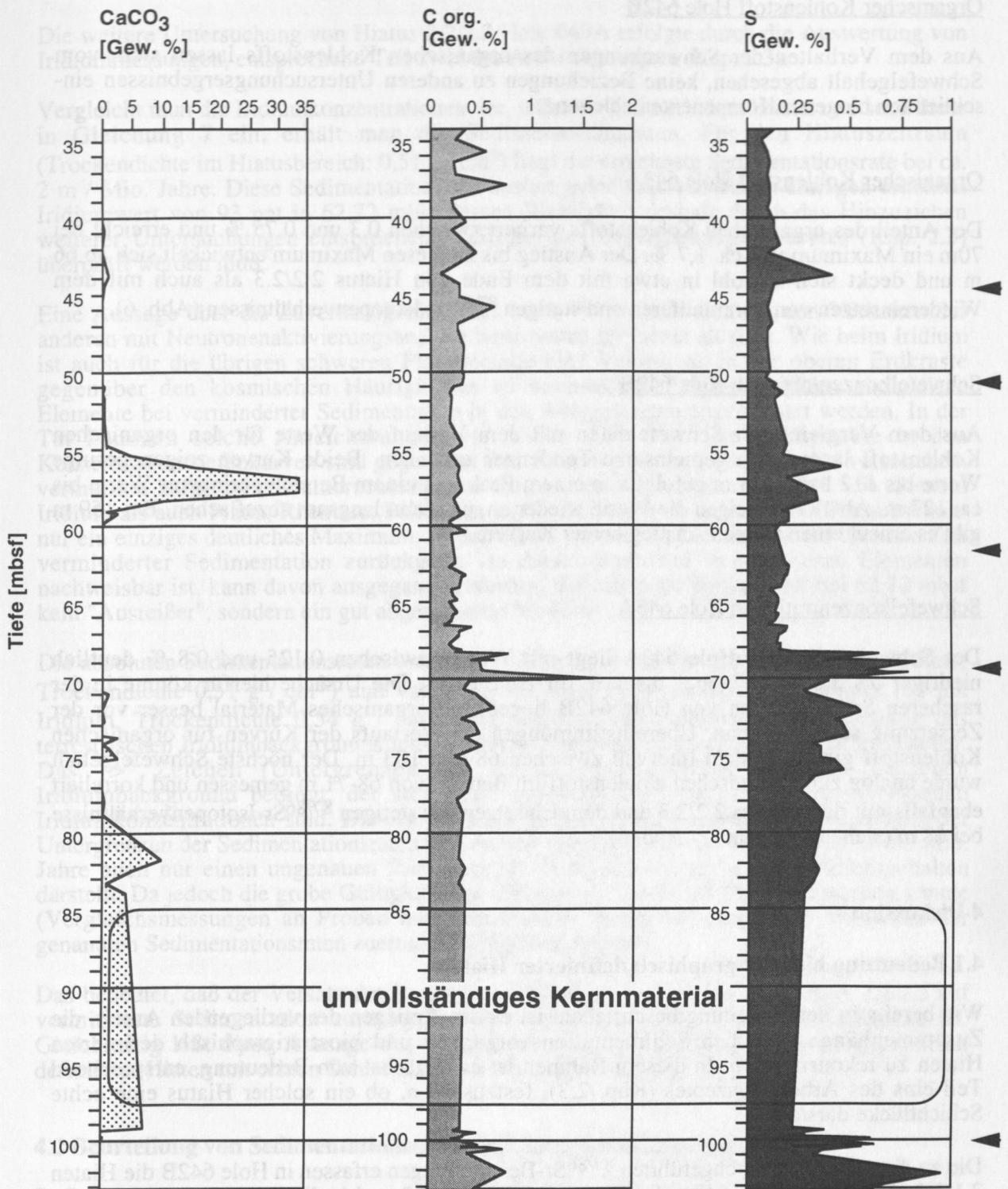


Abb. 26: Verteilung der Gehalte von Karbonat, organischen Kohlenstoff und Schwefel in Site 643A. Die Pfeile zeigen die Position biostratigraphisch definierter Hiaten.

Organischer Kohlenstoff Hole 642B

Aus dem Verhalten der Schwankungen des organischen Kohlenstoffs lassen sich, vom Schwefelgehalt abgesehen, keine Beziehungen zu anderen Untersuchungsergebnissen einschließlich biogener Komponenten ableiten.

Organischer Kohlenstoff Hole 643A

Der Anteil des organischen Kohlenstoffs variiert zwischen 0,3 und 0,75 % und erreicht bei 70m ein Maximum von ca. 1,7 %. Der Anstieg bis zu diesem Maximum entwickelt sich ab 66 m und deckt sich sowohl in etwa mit dem Ende von Hiatus 2.2/2.3 als auch mit dem Wiedereinsetzen von Foraminiferen und stetigen $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnissen (Abb. 6).

Schwefelkonzentrationen Hole 642B

Aus dem Vergleich der Schwefeldaten mit dem Verlauf der Werte für den organischen Kohlenstoff lassen sich gemeinsame Tendenzen erkennen. Beide Kurven zeigen geringe Werte bis 112 bzw. 114 m gefolgt von einem Peak und einem Bereich geringerer Werte bis ca. 127 m. Ab 127 m steigen die Werte wieder an, um dann langsam abzuflachen. Bei 159 m gibt es erneut einen kleinen Anstieg beider Kurven.

Schwefelkonzentrationen Hole 643A

Der Schwefelgehalt in Hole 643A liegt mit Werten zwischen 0,125 und 0,8 % deutlich niedriger als die Werte von 1 bis 7 % für Hole 642B. Die Ursache hierfür könnte in der rascheren Sedimentation von Hole 642B liegen, die organisches Material besser vor der Zersetzung schützen kann. Übereinstimmungen des Verlaufs der Kurven für organischen Kohlenstoff gibt es in dem Intervall zwischen 68 und 103 m. Der höchste Schwefelgehalt wurde analog zum organischen Kohlenstoff im Bereich von 68-71 m gemessen und korreliert ebenfalls mit dem Hiatus 2.2/2.3 und dem Einsetzen der stetigen $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse bei 68 m (siehe Abb. 3 und Abb. 6).

4 Diskussion

4.1 Bedeutung biostratigraphisch definierter Hiaten

Wie bereits in der Einleitung beschrieben, ist es das Anliegen der vorliegenden Arbeit, die Zusammenhänge zwischen Sedimentationsvorgängen und biostratigraphisch definierten Hiaten zu rekonstruieren. In diesem Rahmen ist es zunächst von Bedeutung, entsprechend Teil eins des Arbeitskonzeptes (Kap. 2.3), festzustellen, ob ein solcher Hiatus eine echte Schichtlücke darstellt.

Die zu diesem Zweck durchgeführten $^{87/86}\text{Sr}$ -Bestimmungen erfassen in Hole 642B die Hiaten 2.1/2.2, 1.0/2.0, in Hole 643A die Hiaten 2.2/2.3, 2.1/2.2 und bedingt Hiatus 1.0/2.0 (siehe auch Abb. 2). Einschränkungen der Aussagemöglichkeiten über Hiatus 1.0/2.0 Hole 643A ergeben sich aus fehlenden sedimentologischen Daten in dem Intervall direkt über dem Hiatus und daraus, daß es nur zwei Strontiummessungen darunter gibt. Der Hiatus 2.1/2.2 in Hole 642B wurde zusätzlich mit ^{10}Be -Bestimmungen untersucht. Schichtlücken, die längere Zeiträume umfassen, können anhand der in den Einzelkapiteln beschriebenen Methoden und Einschränkungen für alle untersuchten Hiaten, mit Ausnahme von Hiatus 2.2/2.3 Hole 643A, ausgeschlossen werden.

Die weitere Untersuchung von Hiatus 2.2/2.3 Hole 643A erfolgte durch die Auswertung von Iridiummessungen, entsprechend Teil zwei des Arbeitskonzeptes (Kap. 2.3).

Vergleicht man die Iridiumkonzentrationen vor, während und nach dem Hiatus und setzt diese in Gleichung 7 ein, erhält man die Sedimentationsraten. Für den Hiatuszeitraum (Trockendichte im Hiatusbereich: $0,51 \text{ g / cm}^3$) liegt die errechnete Sedimentationsrate bei ca. 2 m / Mio. Jahre . Diese Sedimentationsrate basiert jedoch auf nur einem einzigen erhöhten Iridiumwert von 93 ppt in 62,72 mbsf dessen Richtigkeit deshalb durch das Hinzuziehen weiterer Untersuchungen entsprechend Teil drei des Untersuchungskonzeptes (Kap. 2.3) überprüft werden muß.

Eine Aussage über die Zuverlässigkeit dieses einen Wertes läßt sich aus den Verhalten der anderen mit Neutronenaktivierungsanalyse bestimmten Elemente ableiten. Wie beim Iridium ist auch für die übrigen schweren Platinmetalle eine Verarmung in der oberen Erdkruste gegenüber den kosmischen Häufigkeiten zu beobachten. Folglich müßten auch diese Elemente bei verminderter Sedimentation in den Ablagerungen angereichert werden. In der Tat kommen solche Anreicherungen vor (siehe Abb. 14). Die Hochpunkte in den Konzentrationstiefenkurven sind gegenüber dem Iridiumpeak in größere Tiefen verschoben, vermutlich aufgrund des unterschiedlichen chemischen Verhaltens (Kap. 3.1.3.3). Sowohl Iridium als auch Platin, Rhenium, Palladium und Gold zeigen im untersuchten Kernabschnitt nur ein einziges deutliches Maximum, so daß dieses wahrscheinlich auf ein und dieselbe Zeit verminderter Sedimentation zurückgeht. Da dieser eine Peak bei mehreren Elementen nachweisbar ist, kann davon ausgegangen werden, daß der hohe Iridiumwert bei 62,72 mbsf kein "Ausreißer", sondern ein gut abgesicherter Meßwert ist.

Die absoluten Sedimentationsraten von $> 2 \text{ m / Mio. Jahre}$ im Hiatusbereich (93 ppt Iridium, Trockendichte $0,51 \text{ g / cm}^3$) und von $> 12 \text{ m / Mio. Jahre}$ darüber und darunter (51 ppt Iridium, Trockendichte $0,54 \text{ g / cm}^3$) sind aufgrund der schwierigen Bestimmung des terrestrischen Iridiumbackgrounds und der vorhandenen Meßungenauigkeiten sehr unsicher. Das ">" Zeichen (Untergrenzen) ist durch den hohen eingesetzten irdischen Iridiumbackground bedingt, der sich umso mehr auswirkt, je kleiner die gemessenen Iridiumkonzentrationen sind. Dies ist auch der Grund weshalb weitere Abschätzungen der Untergrenzen der Sedimentationsraten sich derzeit erübrigen und die Angabe von $12 \text{ m / Mio. Jahre}$ auch nur einen ungenauen Richtwert für Intervalle mit geringeren Iridiumgehalten darstellt. Da jedoch die grobe Gültigkeit von Gleichung 7 empirisch überprüft werden konnte (Vergleichsmessungen an Proben aus dem Pazifik), kann das qualitative Verhalten der genannten Sedimentationsraten zueinander als gesichert gelten.

Das bedeutet, daß der Versatz der Strontiumverhältnisse im Bereich des Hiatus 2.2/2.3 auf verminderte Sedimentation zurückgeht und auch Hiatus 2.2/2.3 keine Schichtlücke ist. Gleichzeitig läßt diese Aussage den Schluß zu, daß das Gleichsetzen biostratigraphisch definierter Hiaten mit echten Schichtlücken nicht immer zulässig ist.

4.2 Beurteilung von Sedimentationsraten und Altersbestimmungen

Sedimentationsraten

Für den in der vorliegenden Arbeit angebenen Sedimentationsraten wurde keine Dekompaktion berechnet. Dies hat zwei Gründe:

Erstens sollen die hier ermittelten Sedimentationsraten mit den Werten aus THIEDE et al. (1989) verglichen werden. Die Angaben von THIEDE et al. (1989) basieren auf

Alterstiefenkorrelationen ohne Berücksichtigung der Kompaktion der Sedimente mit zunehmender Tiefe, so daß nach einer Dekompaktion die Werte nicht mehr vergleichbar wären.

Zweitens geht es in der vorliegenden Arbeit zunächst um die Untersuchung biostratigraphisch definierter Hiaten. Die Hiaten haben, sofern sie als Schichtlücken interpretiert werden, keine räumliche Ausdehnung. Selbst wenn sich wie in der vorliegenden Arbeit die Hiaten gar nicht als Schichtlücken herausstellen, ist die räumliche Ausdehnung dieser biostratigraphischen Diskontinuitäten auf wenige Meter begrenzt. Die Kompaktionsunterschiede in einem solchen Intervall können bei Gesamttiefen von über 100 m vernachlässigt werden. Zudem sind die Tiefenbereiche der Hiaten dichter beprobt worden als bei den Porositätsuntersuchungen (Dekompaktionsberechnungen basieren auf den Porositätswerten), so daß die tatsächliche Kompaktion im jeweiligen Hiatusbereich nur extrapoliert werden kann und deshalb keine zusätzlichen Informationen erbringt. Eine unrichtige Extrapolation der Kompaktion könnte dagegen zu einer Verfälschung der Ergebnisse führen und verbietet deshalb Dekompaktionsberechnungen im Rahmen einer Arbeit, die sich primär mit dem Sedimentationsverhalten im Bereich biostratigraphisch definierter Hiaten befaßt.

In Tab. 12 sind Sedimentationsraten für Hole 642B und Hole 643A aus THIEDE et al. (1989) und Werte aus der hier vorliegenden Arbeit aufgeführt. Die Berechnung der Sedimentationsrate über die Iridiumkonzentrationen wird in Kap. 3.1.3.4 erläutert. Quantitative Aussagen, die über die beschriebene Interpretation hinausgehen sind derzeit nicht möglich. Der Vorteil bei der Bestimmung der Sedimentationsrate anhand von Iridiumkonzentrationen gegenüber anderen Methoden besteht darin, daß diese von Datierungen unabhängig ist, auch mit zunehmenden Alter ein gleichbleibendes Auflösungsvermögen besitzt und den Wert für genau den untersuchten Punkt angibt. Diese letzte Eigenschaft bewirkt, daß dieses Verfahren auch auf kurzzeitige Schwankungen der Sedimentationsrate reagiert. Gleichzeitig erklärt dieser prinzipielle Unterschied zu anderen Arbeitstechniken, die nur die mittlere Sedimentationsrate zwischen mindestens zwei Punkten bestimmen können, möglicherweise auch größere Differenzen in den erzielten Ergebnissen.

Die Berechnung der Sedimentationsrate aus den ^{10}Be -Meßwerten ist in Kapitel 3.1.2.1 beschrieben. Die erhaltenen Resultate sind wegen der großen Schwankungen und der geringen Anzahl der Meßwerte bis 105 mbsf mit erheblichen Unsicherheiten verbunden. Dagegen sind die errechneten Werte ab 105 mbsf, da diese fast exakt dem radiometrisch bedingten Abfall entsprechen, als recht genau und zuverlässig einzustufen. Die Sedimentationsrate von 6 m / Mio. Jahre $\pm 15\%$ in dem Tiefenbereich ab 105 mbsf müßte nach Gleichung 7 geringfügig höhere als die gemessenen Iridiumkonzentrationen zur Folge haben. Möglicherweise geht diese Diskrepanz die noch fast im Rahmen der Meßungenauigkeiten liegt, auf zeitlich wechselnde Sedimentationsraten zurück und stellt somit keinen Widerspruch zu den in Kapitel 3.1.3.4 getroffenen Aussagen dar. Wegen der geringen Anzahl der ^{10}Be -Bestimmungen schließen die Ergebnisse dieser Teiluntersuchung kurzzeitige Veränderungen der Ablagerungsgeschwindigkeiten nicht aus. Vielmehr lassen sich solche aus den biostratigraphischen Daten, den Strontiummessungen und den Iridiummessungen ableiten und sind deshalb als wahrscheinlich anzusehen.

Die Sedimentationsraten aus den $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnissen wurden über Alter und Kerntiefe berechnet. Die ermittelten Alter weisen erhebliche Unsicherheiten auf. Ursache hierfür sind neben der Schwankungsbreite der einzelnen $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse Unterschiede und Ungenauigkeiten in den biostratigraphischen Referenzdaten (siehe Kap. 3.1.1.3). Die Fehler, die sich aus der Schwankungsbreite der Strontiumwerte und biostratigraphischen Daten ergeben, sind so groß, daß die mit dieser Methode ermittelten Sedimentationsraten äußerst unzuverlässig sind. Eine Einschränkung des Einsatzes der $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse zum Erkennen von Schichtlücken ergibt sich daraus jedoch nicht, weil die stetige Abnahme des $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisses mit zunehmenden Alter im

Neogen gesichert ist (u.a. DEPAOLO & INGRAM 1985, KOEPNICK et al. 1985, PALMER & ELDERFIELD 1985, HESS et al. 1986) und die Meßfehler vernachlässigbar klein sind.

Tab. 12: Vergleich der Sedimentationsraten für Hole 642B und 643A aus ^{10}Be -Messungen, Iridiummessungen und Strontiummessungen mit den Daten von ELDHOLM et al. (1989).

Sedimentationsraten (m / Mio. Jahre)					
Hole	Intervall	^{10}Be -Mess.* ¹	Ir-Mess.* ^{1*2}	$^{87/86}\text{Sr}$ -Mess.* ¹	THIEDE et al. (1989)* ³
642B	0-10 mbsf	32 ± 40 %	-	10	51
	10-20 mbsf	32 ± 40 %	-	10	51
	20-30 mbsf	32 ± 40 %	-	10	51
	30-40 mbsf	32 ± 40 %	-	10	51
	40-50 mbsf	32 ± 40 %	-	10	11-49
	50-60 mbsf	32 ± 40 %	-	10	11-16
	60-70 mbsf	32 ± 40 %	-	10	12-16
	70-80 mbsf	32 ± 40 %	-	10	7-12
	80-90 mbsf	32 ± 40 %	-	10	12-24
	90-100 mbsf	32 ± 40 %	-	10	24
	100-105 mbsf	32 ± 40 %	>12	10	24
	105-110 mbsf	6 ± 15 %	>12	22	38
	110-120 mbsf	6 ± 15 %	>12	22-25	38
	120-130 mbsf	6 ± 15 %	>12	25	17-38
	130-140 mbsf	6 ± 15 %	-	25-28	17
643A	0-10 mbsf	-	-	8	36
	10-20 mbsf	-	-	8	36
	20-30 mbsf	-	-	8	36
	30-40 mbsf	-	-	8	12-24
	40-50 mbsf	-	-	8	16
	50-60 mbsf	-	-	5-8	10-14
	60-62 mbsf	-	>12	5	10
	62-63 mbsf	-	2	5	14
	63-70 mbsf	-	>12	5	14
	70-80 mbsf	-	>12	5-28	10-14
	80-90 mbsf	-	>12	14-28	19

*¹Ergebnisse aus der vorliegenden Arbeit

*² Das ">" Zeichen ergibt sich durch die abnehmenden Meßgenauigkeit bei kleineren Iridiumwerten und der Unsicherheit über den Betrag des vorsichtig und somit hoch angesetzten terrestrischen Iridiumbackground.

*³ Die Sedimentationsraten von THIEDE wurden aus stratigraphischen Daten von BOHRMANN (1988) GOLL (1989), BLEIL (1989), SPIEGLER & JANSEN (1989), LOCKER & MARTINI (1989) und QVALE & SPIEGLER (1989) zusammengestellt. Da die Hiaten in diesen Arbeiten als Schichtlücken interpretiert werden ergibt sich für die Hiaten immer eine Sedimentationsrate von 0 m / Mio. Jahre.

Die bei THIEDE et al. (1989) angegebenen Sedimentationsraten wurden aus den Arbeiten von BOHRMANN (1988), BLEIL (1989), GOLL (1989), LOCKER & MARTINI (1989) QVALE & SPIEGLER (1989) und SPIEGLER & JANSEN (1989) kompiliert. In der Arbeit von THIEDE et al. (1989) wurden Hiaten als Schichtlücken interpretiert. Wenn Hiaten als Schichtlücken gedeutet werden, ist der Wert für die Sedimentationsrate in diesen Zeitraum gleich Null. Stimmt die aus den vorliegenden Untersuchungen abgeleitete Aussage, daß die untersuchten Hiaten keine Schichtlücken sind, müssen die magneto-und biostratigraphisch bestimmten Sedimentationsraten mindestens um den Fehler korrigiert werden, der sich aus der Dauer der Hiaten ergibt. Die Sedimentationsraten bei THIEDE et al. (1989) für das

Intervall von 110-140 mbsf in Hole 642B liegen zwischen 17 und 38 m / Mio. Jahre und weichen somit erheblich von dem zuverlässigen im gleichen Abschnitt mit ^{10}Be -Messungen bestimmten Wert von 6 m / Mio. Jahre $\pm 15\%$ ab. In diesem Abschnitt befindet sich in 124 mbsf Hiatus 2.1/2.2. Doch auch in dem Intervall von 110-120 mbsf, der unabhängig von einer Interpretation von Hiatus 2.1/2.2 ist, wird von THIEDE et al. (1989) eine Sedimentationsrate von 38 m / Mio. Jahre angegeben. Kurzfristige Schwankungen der Sedimentationsrate sind als Ursache für diese große Differenz wenig wahrscheinlich, weil beide Methoden auf der durchschnittlichen Ablagerungsgeschwindigkeit zwischen zwei Tiefenpunkten beruhen.

Datierungen

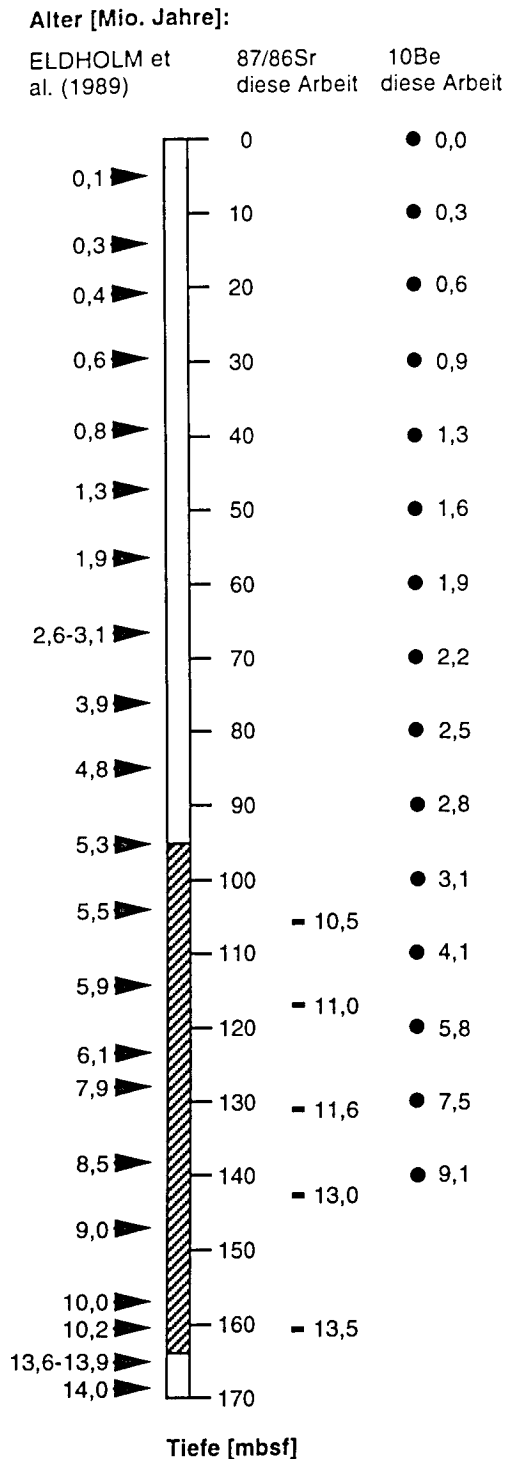
Eine Übersicht über die Alter aus ELDHOLM et al. (1989a) und der vorliegenden Arbeit zeigt Abb. 27. Die Alter aus den ^{10}Be -Daten werden über die durchschnittliche Sedimentationsrate zwischen zwei Punkten bestimmt. Es ergeben sich somit bei der Datierung mit ^{10}Be die gleichen Fehlerquellen und Zuverlässigkeiten wie bei der Berechnung der Sedimentationsrate. Da sich die Sedimentationsrate bei 105 mbsf verändert, müssen erst die Alter für den oberen Kernabschnitt errechnet und anschließend die Alter des tieferen Kernabschnitts addiert werden. Die Altersdifferenzen zwischen zwei Proben im tieferen Intervall sind genauso zuverlässig wie die Bestimmung der Sedimentationsrate. Doch die absoluten Alter beinhalten auch die unsicheren Werte aus dem oberen Bereich bis 105 mbsf und übernehmen folglich auch den darin enthaltenen Fehler. Der Fehler aus dem oberen Kernabschnitt ist für alle tiefergelegenen Proben der gleiche. Folglich nimmt der relative Fehler im Bereich unter 105 mbsf mit zunehmender Kerntiefe ab und das zuverlässigste ^{10}Be -Alter in Hole 642B ist somit das Alter bei ca. 140 mbsf.

Die $^{87/86}\text{Sr}$ -Alter sind Grundlage für die Berechnung der Sedimentationsraten mit den Strontiumverhältnissen. Aufgrund dieser Beziehung zwischen Alter und Sedimentationsraten erfolgte die Beschreibung der Zuverlässigkeit der erhaltenen Alter bereits bei der Behandlung der Sedimentationsraten. Es sei hier lediglich vermerkt, daß die Beträge der ermittelten Alter mit großen Ungenauigkeiten verbunden sind.

Die bei ELDHOLM et al. (1989a) veröffentlichten Alter beruhen im wesentlichen auf der Auswertung magneto-und biostratigraphischer Daten. Wie in der Arbeit von THIEDE et al. (1989) werden bei ELDHOLM et al. (1989a) Hiaten als Schichtlücken gedeutet. Die Alterssprünge, die sich durch die Hiaten ergeben, erfordern Korrekturen der angegebenen Alter. Dennoch zeigen die bei ELDHOLM et al. (1989a) ermittelten Alter für Hole 642B eine gute Übereinstimmung mit den ^{10}Be -Datierungen. Die Strontiumalter dagegen weichen erheblich von den Ergebnissen der anderen beiden Methoden ab und sind wahrscheinlich unrichtig. Es ist anzunehmen, daß deshalb auch die Altersdifferenzen in Hole 643A zwischen den Daten von ELDHOLM et al. (1989a) und den Strontiumwerten trotz der Hiatusproblematik eher für die Alter aus der Arbeit von ELDHOLM et al. (1989) als für die Strontiumwerte sprechen.

Die über die $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse erzielten Alter sind immer deutlich höher als die der anderen Datierungen. Interessant in diesen Zusammenhang ist die Arbeit von AAGAARD et al. (1989), in der einige $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse in den Porenwässern von ODP Leg 104 gemessen wurden. Danach zeigt das Porenwasser geringere Werte für die $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse für vergleichbare Tiefen an als die Messungen im Rahmen der hier vorliegenden Untersuchung. AAGAARD et al. (1989) führen diese niedrigen $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse auf Strontium aus Material vulkanischen Ursprungs zurück und gehen davon aus, daß die Karbonate das Porenwasser nur minimal beeinflusst haben. Lösungs- und Ausfällungsprozesse könnten durch die geringeren $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse im Porenwasser das $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnis in karbonatischen Foraminiferen herabsetzen und

Site 642B



Site 643A

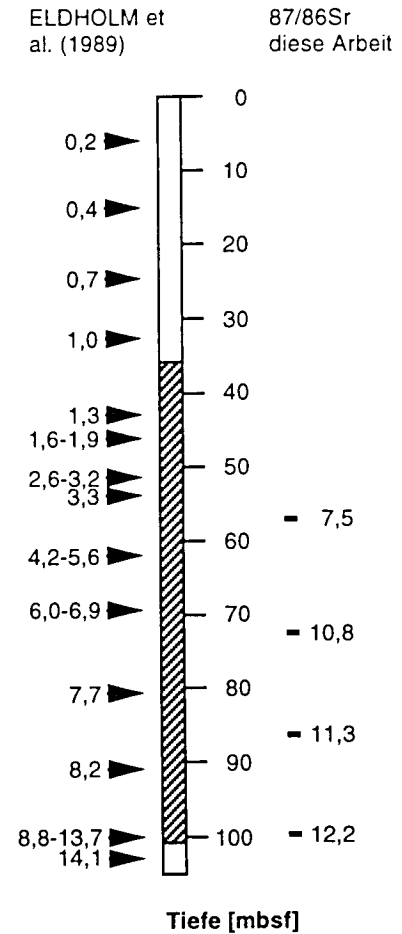


Abb. 27: Vergleich der Datierungen für Site 642B und Site 643A nach ELDHOLM et al. (1989a) mit Alterswerten aus den $^{87}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen und ^{10}Be -Messungen. Die untersuchten Intervalle sind schraffiert.

somit bei der Datierung höhere Alter ergeben. Ob und in welchem Umfang solche Vorgänge die ermittelten Alter beeinflusst haben, läßt sich aber nicht abschätzen, weil nur sehr wenig Porenwassermeßwerte vorliegen und das Ausmaß dieser möglichen diagenetischen Veränderungen nicht genau festgestellt werden kann. Da auch die $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse im Porenwasser einer stetigen Abnahme mit der Tiefe unterliegen, schränken solche Vorgänge die Nutzung der Strontiummessungen zum Erkennen von Schichtlücken nicht ein.

4.3 Bedeutung der Meßwerte zur Rekonstruktion des Ablagerungsmilieus

Ozeanologie

Die Entstehung von Bodenwasserströmungen wird durch geographische, bathymetrische und klimatische Entwicklungen gesteuert (ROBERTS et al. 1979; MILLER & TUCHOLKE 1983; KELLER & BARRON 1987; BOHRMANN et al. 1990). Die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Hiaten werden von anderen Autoren als Schichtlücken gedeutet und in vielen Studien (u.a. ROBERTS et al. 1979, KELLER & BARRON 1983, MILLER & TUCHOLKE 1983, BOHRMANN et al. 1990) auf vermehrte Bodenwasserströmungen zurückgeführt. Teilweise wird als Argument für starke Bodenwasserströmungen das Auftreten von Hiaten angeführt. Wenn aber die Hiaten keine Schichtlücken sind, stellt sich die Frage, ob die so häufig postulierten starken Bodenwasserströmungen überhaupt noch in das Bild über die Sedimentationsprozesse passen. HUANG & WATKINS (1977) berichten, daß zeitweise stärkere Strömungen zur Anreicherung der Grobfraction führen müssen. Anreicherungen größerer Fraktionen im Zusammenhang mit Hiaten lassen sich weder aus den Daten von WOLF (1991) entnehmen, noch in den Korngrößenverteilungen der vorliegenden Arbeit erkennen. Auch die Tonmineralparagenese sowie die Standardparameter Karbonat, organischer Kohlenstoff und Schwefel reagieren nicht auf die Hiaten in den untersuchten Kernabschnitten von Hole 642B und Hole 643A. Außerdem haben sich nach THIEDE et al. (1989) die rezenten Strömungsmuster bereits im mittleren Miozän etabliert. Somit sind einzelne Zeiten vermehrter Bodenwasserströmungen eher unwahrscheinlich.

Klima

Aussagen über das Klima zur Ablagerungszeit der untersuchten Kernabschnitte lassen sich in dieser Arbeit aus der Tonmineralverteilung ableiten (siehe auch Kap. 3.2.2.3). Vergleicht man die Kaolinit/Chlorit-Verhältnisse mit rezenten Werten (BISCAYE 1965, TUREKIAN 1970), erscheinen subtropisch bis tropische Bedingungen zur Ablagerungszeit wahrscheinlich. Eine Veränderung des Klimas bzw. eine Abkühlung lassen die im untersuchten Zeitraum relativ konstanten Kaolinit/Chlorit-Verhältnisse nicht erkennen. THIEDE et al. (1989) beschreiben ebenfalls für die tieferen Bereiche der hier untersuchten Bohrkernfeucht-warme Klimata, erkennen jedoch eine deutliche Abkühlung in der weiteren Entwicklung. Dieser Trend von warmen zu kalt gemäßigten Bedingungen wird auch durch die Zunahme eistransportierten Materials in der Grobfraction ($> 63 \mu\text{m}$) von HENRICH et al. (1989) bestätigt. Das warme Klima im mittleren Miozän wird in allen drei Arbeiten bestätigt, doch lassen sich wegen der widersprüchliche Untersuchungsergebnisse über die weitere Entwicklung des hier untersuchten Zeitraumes noch keine gesicherten Angaben machen. Die Konstanz der ozeanologischen Verhältnisse als auch das Vorherrschen ähnlicher Strömungsmuster vom Miozän an (THIEDE et al. 1989) ergänzen eher das aus der Tonmineralverteilung gefolgerte insgesamt wenig variable Klima.

Sedimentation

Die Sedimentationsraten sind in Kap. 4.2 beschrieben. Die Sedimentzusammensetzung läßt sich den Korngrößenbestimmungen, den Tonmineralverteilungen und den Konzentrationen der Standardparameter entnehmen. Abgesehen von den Karbonatgehalten in Hole 642B zeigen sich in den untersuchten Tiefenbereichen kaum Variationen der übrigen Parameter. Insgesamt ergeben sich daraus gleichbleibende Sedimentationsabläufe, eine Beobachtung, die im Einklang mit der ozeanologischen Bewertung des Arbeitsgebietes im fraglichen Zeitraum steht.

4.4 Offene Fragen

Die Verschiebung in größere Tiefen in Hole 643A der Maxima von Iridium, Platin, Rhenium, Palladium und bedingt Gold ist in Abb. 14 dargestellt. Das Maximum von Rhenium fällt mit Bereichen erhöhter organischer Kohlenstoff- und Schwefelgehalte zusammen. Da die anderen mit Neutronenaktivierungsanalyse untersuchten Proben aus Hole 643A in etwa gleiche Konzentrationen dieser Standardparameter aufweisen, ist auch bei Rhenium keine direkte Abhängigkeit zu organischen Kohlenstoff- bzw. Schwefelkonzentrationen wahrscheinlich.

COLODNER et al. (1992) berichten über Mobilitäten von Platinmetallen in Verbindung mit der Reduktion zunächst oxischer Sedimente. Nach COLEMAN (1985) und FROELICH et al. (1979) ist dies ein ganz normaler Vorgang in marinen Sedimenten, die zunächst unter aeroben Bedingungen abgelagert werden. Voraussetzung ist, daß die Sedimente genügend organischen Kohlenstoff enthalten, um nach der Überdeckung den gesamten Sauerstoff zu verbrauchen. Nach einer unveröffentlichten Arbeit von MEGGERS (1991) lassen die vorhandenen Zemente an Foraminiferen auf anaerobe Verhältnisse in zunächst aeroben Sedimenten in Hole 642B schließen. Ob sich diese diagenetischen Prozesse auf das deutlich tiefere Hole 643A übertragen lassen, kann die vorliegende Arbeit nicht klären. Eine Rekonstruktion der Redoxverhältnisse unter Verwendung der organischen Kohlenstoff- und Schwefelwerte ist wenig sinnvoll. Um diese Werte richtig deuten zu können, müssen diese mit den Sulfatgehalten und Redoxverhältnissen der Porenwässer verglichen werden. Doch gibt es bei ELDHOLM et al. (1987a) für die Gesamttiefe der in der vorliegenden Arbeit untersuchten Intervalle nur jeweils zwei Porenwasseranalysen von Hole 642B und 643A. Präzise Aussagen über die tiefenabhängige zeitliche Veränderung der Redoxverhältnisse sind deshalb nicht möglich. Und somit kann auch nicht mit Sicherheit beurteilt werden, ob die Reduktion oxischer Sedimente die Verteilungen der Konzentrationen von Osmium, Platin, Rhenium, Palladium, Gold und Ruthenium mit der Tiefe verändert hat.

Aberrante $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse in beiden Bohrlokalationen fallen meist mit geringen Karbonatkonzentrationen zusammen. Weitere Korrelationen der aberranten Strontiumverhältnisse mit anderen Parametern lassen sich in der vorliegenden Untersuchung nicht erkennen. AAGAARD et al. (1989) gehen davon aus, daß es kaum Wechselwirkungen zwischen biogenem Karbonat und Porenwasser gibt, so daß Veränderungen der $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse dadurch unwahrscheinlich sind. Die Frage nach der Ursache der Schwankungen der $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse bleibt somit offen.

5 Schlußfolgerungen

Aus der Summe der Untersuchungsergebnisse lassen sich mit den in den Auswertungen und der Diskussion angesprochenen Einschränkungen folgende Aussagen ableiten:

Die Auswertung der $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse kann weder für zuverlässige Altersbestimmungen noch für glaubwürdige Berechnungen der Sedimentationsraten genutzt

werden. Der Einsatz der $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse zur Untersuchung von biostratigraphischen definierten Diskontinuitäten wird von den Problemen bei der Datierung mit $^{87/86}\text{Sr}$ nicht beeinträchtigt, weil die Werte der $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse im Neogen einer stetigen Abnahme unterliegen. Somit kann aus den $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnissen die Aussage, daß sämtliche mit $^{87/86}\text{Sr}$ untersuchten biostratigraphisch definierten Hiaten keine Schichtlücken sind, als gesichert gelten. Weiterhin können $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse zur groben Korrelation der Bohrungen 642B und 643A herangezogen werden.

Die Messung der ^{10}Be -Konzentrationen ermöglicht die Berechnung zuverlässiger Sedimentationsraten und Alter für den Tiefenbereich von ca. 100-140 mbsf in Hole 642B, da die ^{10}Be -Werte in diesem Intervall dem radiometrisch zu erwartenden Abfall entsprechen. Die Werte für Sedimentationsrate und Alter in dem darüberliegenden Kernabschnitt, ca. 0-100 mbsf, weisen bedingt durch die große Schwankung der Einzelwerte erhebliche Unsicherheiten von ca. 40 % auf. Der einzige mit ^{10}Be untersuchte Hiatus, Hiatus 2.1/2.2 Hole 642B, bewirkt keinen Versatz der ^{10}Be -Konzentrationen und kann deshalb nicht als Schichtlücke gedeutet werden.

Die Auswertung der Verteilung von Iridiumkonzentrationen im Sediment ermöglicht zusammen mit der Bestimmung der $^{87/86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse und/oder der ^{10}Be -Konzentrationen die Rekonstruktion der geologischen Bedeutung von Hiaten. Iridiumgehalte erlauben auch Aussagen über Zu- und Abnahmen von Sedimentationsraten. Absolute Berechnungen der Sedimentationsrate aus den Iridiumgehalten im Sediment bei geringen Konzentrationswerten sind derzeit noch nicht sinnvoll, weil der irdische Iridiumbackground und Schwankungen desselben noch unzureichend bestimmt sind.

Das Ablagerungsmilieu für die untersuchten Intervalle in Hole 642B und 643A läßt sich aus der Synthese der geochemischen und sedimentologischen Teile der vorliegenden Arbeit durch konstante Sedimentationsprozesse in einem verglichen mit rezenten Verhältnissen wärmeren Klima charakterisieren.

Die in dieser Arbeit untersuchten Hiaten haben sich in keinem einzigen Fall als Schichtlücke herausgestellt. In Abb. 28 sind in vereinfachter und schematisierter Form Veränderungen von Strontium, Beryllium und Iridium in Bereichen biostratigraphisch definierter Diskontinuitäten dargestellt. Die Verteilung (A) repräsentiert alle untersuchten Hiaten bis auf Hiatus 2.2/2.3 Hole 643A. Die Verteilung (B) repräsentiert Hiatus 2.2/2.3 Hole 643A mit den in diesem Bereich auf verminderte Sedimentation zurückzuführenden erhöhten Iridiumwerte. Diese Verteilungen veranschaulichen nach dem Untersuchungskonzept (Kap. 2.3) und der Interpretation von Iridiumverteilungen (Kap. 3.1.3.4), daß keiner der untersuchten Hiaten eine Schichtlücke sein kann.

Es stellt sich somit die Frage inwiefern auch andere biostratigraphisch definierte Hiaten, nicht nur im Nordatlantik, sondern weltweit Schichtlücken sind. Gleichzeitig ergibt sich dadurch die Frage nach der Gültigkeit zahlreicher weiterführender Untersuchung, die auf der biostratigraphischen Interpretation der Hiaten als Schichtlücken aufbauen.

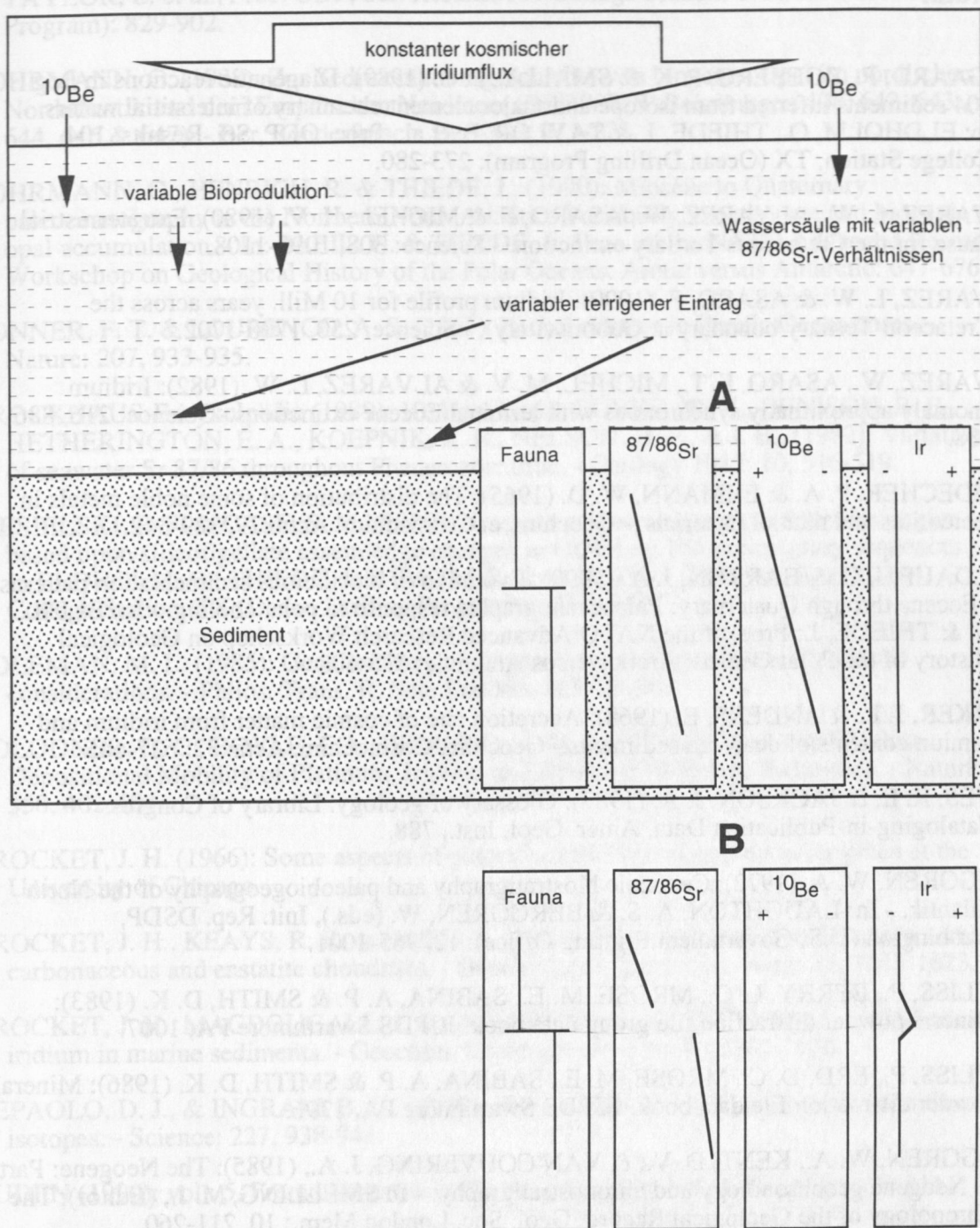


Abb. 28: (A) Verhalten der $^{87/86}\text{Sr}$ -Verhältnisse, der ^{10}Be -Konzentrationen* und der Iridiumkonzentrationen für alle untersuchten Hiaten bis auf Hiatus 2.2/2.3 Site 643A. (B) Zeigt das entsprechenden Verhalten für Hiatus 2.2/2.3 Site 643A.

* ^{10}Be -Konzentrationswerte liegen nur für Hiatus 2.1/2.2 Site 642B vor.

Literatur

- AAGAARD, P., EGEBERG, P. K. & SMALLY, P. C. (1989): Diagenetic reactions in Leg 104 sediments inferred from isotope and major element chemistry of interstitial waters. - In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 104 College Station, TX (Ocean Drilling Program): 273-280.
- ALVAREZ, L. W., ALVAREZ, W., ASARO, F. & MICHEL, H. V. (1980): Extraterrestrial cause for the Cretaceous Tertiary extinction. - Science: 308, 1095-1108.
- ALVAREZ, L. W. & ASARO, F. (1990): Iridium profile for 10 Mill. years across the Cretaceous-Tertiary boundary at Gubbio (Italy). - Science: 250, 1700-1702.
- ALVAREZ, W., ASARO, F. T., MICHEL, M. V. & ALVAREZ, L. W. (1982): Iridium anomaly approximately synchronous with terminal Eocene extinctions. - Science: 216, 886-888.
- BAEDECHER, P. A. & EHMANN, W. D. (1965): The distribution of some noble metals in meteorites and natural materials. - Geochim. et Cosmochim. Acta: 29, 329-342.
- BALDAUF, J. G. & BARRON, J. A. (1990): Evolution of biosilicious sedimentation patterns - Eocene through Quaternary: Paleooceanographic response to polar cooling. - In: BLEIL, U. & THIEDE, J.: Proc. of the NATO Advanced Research Workshop on Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic: 575-608.
- BARKER, J. L. & ANDERS, E. (1968): Accretion rate of cosmic matter from iridium and osmium contents of deep-sea sediments. - Geochim. Cosmochim. Acta: 32: 627-645.
- BATES, R. L. & JACKSON, J. A. (1987): Glossary of geology. Library of Congress Cataloging-in-Publication Data, Amer. Geol. Inst., 788.
- BERGGREN, W. A. (1972): Cenozoic biostratigraphy and paleobiogeography of the North Atlantic. - In: LAUGHTON, A. S. & BERGGREN, W. (eds.), Init. Rep. DSDP, Washington (U.S. Government Printing Office): 12, 965-1001.
- BAYLISS, P., BERRY, L. G., MROSE, M. E., SABINA, A. P. & SMITH, D. K. (1983): Mineral powder diffraction file group data book. JCPDS Swarthmore PA, 1007.
- BAYLISS, P., ERD, D. C., MROSE, M. E., SABINA, A. P. & SMITH, D. K. (1986): Mineral powder diffraction file data book. JCPDS Swarthmore PA, 1396.
- BERGGREN, W. A., KENT, D. V., & VAN COUVERING, J. A., (1985): The Neogene: Part II. Neogene geochronology and chronostratigraphy. - In SMELLING, M. J., (Editor), The Chronology of the Geological Record. Geol. Soc. London Mem.: 10, 211-260.
- BIRCK, J. L. (1986): Precision K-Rb-Sr isotopic analysis: Application to Rb-Sr chronology. - Chem. Geol.: 56, 73-83.
- BISCAYE, P. E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. - Geol. Soc. Amer. Bull.: 76, 803-832.
- BLEIL, U. (1989): Magnetostratigraphy of neogene and quaternary sediment series from the Norwegian Sea: Ocean Drilling Program, Leg 104. - In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. &

- TAYLOR, E. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 104 College Station, TX (Ocean Drilling Program): 829-902.
- BOHRMANN, G. (1988): Zur Sedimentationsgeschichte von biogenen Opal im nördlichen Nordatlantik und dem Europäischen Nordmeer (DSDP/ODP Bohrunugen 408, 642, 643, 644, 646 & 647). - Ber. Sonderforsch. Ber.-313, 9, 1-221.
- BOHRMANN, G., HENRICH, R. & THIEDE, J., (1990): Miocene to Quaternary paleoceanography in the Northern North Atlantic: Variability in carbonate and biogenic opal accumulation. - In: BLEIL, U. & THIEDE, J.: Proc. of the NATO Advanced Research Workshop on Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic: 647-676.
- BONNER, F. T. & LOURENCO, A. S. (1965): Nickel content in Pacific Ocean cores. - Nature: 207, 933-935.
- BROCKHAUS-Enzyklopädie (1989): 10, Herr-Is: 61. BURKE, W. H., DENISON, R. E., HETHERINGTON, E. A., KOEPNIK, R. B., NELSON, H. F., & J. B., (1982): Variation of seawater Sr 87/86 throughout Phanerozoic time. - Geology 1982: 10, 516-519.
- CIESIELSKI, P. F. & CASE, S. M. (1989): Neogene paleoceanography of the Norwegian sea based upon silicoflagellate assemblage changes in ODP Leg 104 sedimentary sequences. - In ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 104, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 527-542.
- COLEMAN, M. L. (1985): Geochemistry of diagenetic non-silicate minerals: kinetic considerations. - Philos. Trans. R. Soc. London, 315, 39-56.
- COLODNER, D. C., BOYLE, E. A., EDMOND, J. M. & THOMSON, J. (1992): Post-Depositional Mobility of Platinum, Iridium and Rhenium in Marine Sediments. - Nature: 358, 402-404.
- CROCKET, J. H. (1966): Some aspects of platinum metal chemistry. Seminar given at the University of Chicago.
- CROCKET, J. H., KEAYS, R. R. & HSIEH, S. (1967): Precious metal abundances in some carbonaceous and enstatite chondrites. - Geochim. et Cosmochim. Acta: 31, 1615-1623.
- CROCKET, J. H., MACDOUGALL, J. D., & HARRISS, R. C., (1973): Gold, palladium and iridium in marine sediments. - Geochim. Cosmochim. Acta: 37: 2547-2556.
- DEPAOLO, D. J., & INGRAM, B. L., (1985): High-resolution stratigraphy with strontium isotopes. - Science: 227, 938-941.
- DUDEN (1990): vol.: 5, Fremdwörterbuch, Dudenverlag, Mannheim, Wien, Zürich: 311.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G., FERRERO, J. & KUBLER, B. (1968): Sur la cristallinité de l'illite dans la diagenèse et l'anchimetamorphose. - Sedimentology: 10, 121-136.
- EISENHAUER, A. (1989): ^{10}Be und ^{230}Th : eine zwei Tracer Studie mariner Sedimente. Dissertation (Universität Heidelberg), 99.
- ELDHOLM, O., THIEDE, J., TAYLOR, E., et al., (1987a): Proc., Init. Repts. (Pt. A), ODP, 104, 1141.

- ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. (1987b): Evolution of the Norwegian continental margin: background and objectives. - In: ELDHOLM, O., THIEDE, J., TAYLOR, E., Proc., Init. Repts. (Pt. A), ODP, 104, 5-25.
- ELDHOLM, O., THIEDE, J., TAYLOR, E. et al. (1989a): Proc. ODP Sci. Results, 104: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. (1989b): Evolution of the Vøring volcanic margin. - In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 104 College Station, TX (Ocean Drilling Program): 1033-1066.
- ESSER, B. K. & TUREKIAN, K. K. (1988): Accretion of extraterrestrial particles determined from osmium isotope systematics of Pacific pelagic clay and manganese nodules. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*: 52, 1383-1388.
- FALKNER, K. K. & EDMOND, J. M. (1990): Gold in seawater.- *Earth and Planet. Sci. Lett.*:98, 208-221.
- FECHTIG, H., HARTUNG, J. B., NAGEL, K., NEUKUM, G., & STORZER, D., (1974): Lunar Microcrater Studies, Derived Micrometeorite Fluxes and Comparison with Satellite Borne Experiments. - Contribution at the fifth Lunar Science Conference, Houston, 1974.
- FENNER, F. D. & PRESLEY, B. J. (1984): Iridium in Mississippi River suspended matter and Gulf of Mexico sediment. - *Nature*: 312, 260-262.
- FRANK, L. A., SIGWARTH, J. B. & CRAVEN, J. D. (1987): Reply to WASSON and KYTE. - *Geophysical Research Letters*, 14 (7), 781-782.
- FROELICH, P. N., KLINKHAMMER, G. P., BEMDER, M. L., LUEDTKE, N. A., HEATH, G. R., CULLEN, D., DAUPHIN, P., HAMMOND, D., HARTMAN, B. & MAYNARD, V. (1979): Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 1075-1090.
- FROGET, C., DESPRAIRIES, A., LATOUCHE, C., & MAILLET, N. (1989): Paleoenvironmental significance of Cenozoic clay deposits from the Norwegian Sea: ODP leg 104. - In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 104 College Station, TX (Ocean Drilling Program): 41-60.
- GLASBY, G. P., (1986): Hiatuses in Manganese Nodule Growth: Relation to Bottom Current Activity? - *Geo-Marine Letters*: 5, 247-252
- GOLDBERG, E. D. & KOIDE, M. (1962): Geochronological studies of deep-sea sediments by the ionium/thorium method. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*: 26, 417-450.
- GOLDBERG, E. D., & KOIDE, M. (1990): Understanding the Marine Chemistries of the Platin Group Metals. - *Marine Chemistry*: 30, 249-257.
- GOLL, B. (1989): A synthesis of Norwegian biostratigraphies: ODP Leg 104 on the Vøring Plateau. - In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 104, College Station, TX (Ocean Drilling Programm): 777-826.
- HAHN, H. H. & STURM, W.W. (1970): The role of coagulation in natural waters. - *Am. J. Sci.*, 268, 354-368.

- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R., (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). - *Science*: 235, 1158-1167.
- HARLAND, W. B., COX, A. V., LLEWWELLYN, P. G., PICKTON, A. G., SMITH, A. G. & WALTERS, R. (1982): A geologic time scale. Cambridge University Press, New York, 128.
- HEIDE, F. (1957): *Kleine Meteoritenkunde*. Springer, Berlin, Göttingen, Heidelberg.
- HELING, D. (1988): Ton- und Siltsteine. - In FÜCHTBAUER, H., HELING, D., MÜLLER, G., RICHTER, D. K., SCHMINCKE, H.-U., SCHNEIDER, H.-J., VALETON, I., WALTHER, H. W. & WOLF, M. (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 1141.
- HENKEN-MELLIES, W. U., BEER, J., HELLER, F., HSÜ, K. J., SHEN, C., BONANI, G., HOFMANN, H. J., SUTER, M. & WÖFLI, W. (1990): ^{10}Be and ^9Be in Soth Atlantik DSDP Site 519: Relation to geomagnetic reversals and to sediment composition. - *Eart. Planet. Sci. Letters*, 98, 267-276.
- HENRICH, R., WOLF, T., BOHRMANN, G., & THIEDE, J., (1989): Cenozoic Paleoclimatic and Paleoceanographic Changes in the Nothern Hemisphere Revealed by Variability of Coarse-Fraction Composition in Sediments from the Vøring Plateau.- ODP Leg 104 Drill Sites. - In ELDHOLM, O., THIEDE, J., & TAYLOR, E. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 104, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 75-188.
- HESS, J., BENDER, M. L., & SCHILLING, J. G., (1986): Seawater Sr 87/86 evolution from Cretaceous to Present - Applications to Paleoceanography.- *Science*: 231, 979-984.
- HOFMANN, H. J., BEER, J., BONANI, G., GUNTEN VON, H. R., RAMAN, S., SUTER, M., WALKER, R. L., WÖFLI, W. & ZIMMERMAN, D. (1987): ^{10}Be : Half-life and AMS-standards. - *Nucl. Instr. Meth.*, 29, 32-36.
- HOLLEMANN, A. F. & WIBERG, E. (1976): *LEHRBUCH der anorganischen Chemie*. De Gruyter, Berlin 1323.
- HOWER, J., ESLINGER, E. U., HOWER, M. E. & PERRY, E. A. (1976): Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1 mineralogical and chemical evidence. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*: 87, 725-737.
- HUANG, T.C. & WATKINS, N. D. (1977): Contrasts between the Bruhnes and Matuyama sedimentary records of bottom water activity in the South Pacific. - *Marine Geol.*, 23, 113-132.
- HURLEY, N. F. & VAN DER VOO, R. (1990): Magnetostratigraphy, late Devonian iridium anomaly, and impact hypotheses. - *Geology*, 18, 291-294.
- JOHANNESSEN, O. M. (1986): Brief overview of the physical oceanography. - In: HURDLE, B. G. (ed.): *The nordic seas*, Spinger Verlag, New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo: 103-127.
- KELLER, W.D. (1970): Environmental aspects of clay minerals. - *J. Sediment Petrol.*, 40, 788-854.
- KELLER, G., & BARRON, J. A., (1983): Paleoceanographic implications of Miocene deep-sea hiatuses.- *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94, 590-613.

- KELLER, G., & BARRON, J. A., (1987): Paleodepth distribution of Neogene deep-sea hiatuses. - *Paleoceanography*, 2(6), 697-713.
- KELLOGG, T. B. (1975): Late quaternary climatic changes in the Norwegian and Greenland Seas. - In: WELLER, G. & BOWLING, J. A. (eds.): *Climate of the arctic*. Proc. 24th Alaska Sci. Conf., Geophys. Inst. Univ. Alaska, 3-6.
- KELLOGG, T. B. (1976): Late quaternary climatic changes: evidence from deep sea cores of Norwegian and Greenland Seas. - *Geol. Soc. Am. Mem.*: 145, 77-110.
- KENNETT, J. P. & WATKINS, N. D., (1976): Regional Deep-Sea Dynamic Processes recorded by late Cenozoic Sediments of the Southeastern Indian Ocean. - *Geol. Soc. Am. Bull.*: 87, 321-339
- KOEPNICK, R. B., DENISON, R. E., BURKE, W. H., HETHERINGTON, E. A., NELSON, H. F., OTTO, J. B. & WAITE, L. E. (1985): Construction of the seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve for the Cenozoic and Cretaceous: supporting data. - *Chem. Geol.*: 58, 55-81.
- KOIDE, M., GOLDBERG, E. D., NIEMEYER, S., GERLACH, D., HODGE, V., BERTINE, K. K. & PADOVA, A. (1991): Osmium in marine sediments. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*: 55, 1641-1648.
- KRISTOFFERSEN, Y., (1990): On the Tectonic Evolution and Paleoceanographic Significance of the Fram Strait Gateway. - In: BLEIL, U. & THIEDE, J.: *Proc. of the NATO Advanced Research Workshop on Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, 63-76.
- KU, T. L., SOUTHON, J. R., VOGEL, J. S., LIANG, Z. C., KUSAKABE, M. & NELSON, D. E. (1984): ^{10}Be distributions in Deep Sea Drilling Project Site 576 and Site 578 sediments studies by accelerator mass spectrometry. - In HEATH, G. R., BURCKELE, L. H. et al.: *Init. Repts. DSDP, 86: Washington (U. S. Govt. Printing Office)*, 539-546.
- KUSAKABE, M., KU, T.-L., SOUTHON, J. R., VOGEL, J. S., NELSON, D. E., MEASURES, C. I. & NOZAKI, Y. (1987): The Distribution of ^{10}Be and ^9Be in Ocean Water. - *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.*, 29, 306-310.
- KUSAKABE, M., KU, T.-L., HARADA, K., TAGUCHI, K. & TSUNOGAI, S. (1988): Chernobyl radioactivity found in mid-water sediment interceptors in the N. Pacific and Bering Sea. - *Geophys. Res. Lett.*: 15 (1), 44-47.
- KYTE, F. T., SMIT, J. & WASSON, J. T. (1985): Siderophile interelement variations in the Cretaceous-Tertiary boundary sediments from Caravaca, Spain. - *Earth and Planetary Sci. Letters*, 73, 183-195.
- KYTE, F. T., & WASSON, J. T., (1986): Accretion Rate of Extraterrestrial Matter: Iridium Deposited 33 to 67 Million Years Ago. - *Science*: 232, 1225-1229.
- KYTE, F. T., ZHOU, L. & WASSON, J. T. (1988): New evidence on the size and possible effects of a Late Miocene oceanic asteroid impact. - *Science*: 241, 63-64.
- LAO, Y., ANDERSON, R. F., BROECKER, W. S., TRUMBORE, S. E., HOFMANN, H. J. & WÖFLI, W. (1992): Increased production of cosmogenic ^{10}Be during the last glacial maximum. - *Nature*, 357, 576-578.

- LEINEN, M., REA, D.K., et al., (1986): Init. Reports DSDP, 92: Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- LETZIG, T. (1993): Meereistransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen arktischen Ozeans und der Framstraße. - Geomar Report, im Druck, 67 S.
- LIPPMANN, F. (1982): The thermodynamic status of clay minerals. - In Van OLPHEN, H. & VENIALE, F. (eds.): International Clay Conference 1981, Develop. Sediment, Elsevier, Amsterdam, 35, 475-485.
- LOCKER, S. & MARTINI, E. (1989): Cenozoic silicoflagellates, ebridians, and actiniscidians from the Vøring Plateau (ODP Leg 104). - In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 104 College Station, TX (Ocean Drilling Program): 543-586.
- LOUTIT, T. S. & KENNETT, J. P., (1981): Australasian Cenozoic Sedimentary Cycles, Global Sea Level Changes and the Deep Sea Sedimentary Record. - Oceanol. Acta: SP, 46-63.
- MATTHES, S. (1987): Mineralogie. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 444.
- MASON, B. & MOORE, C. B. (1985): Grundzüge der Geochemie. Enke, Stuttgart, 340.
- McHARDY, W. J., WILSON, M. J. & TAIT, J. M. (1982): Electron microscope and X-ray diffraction studies of filamentous illitic clay from sandstones of the Magnus Field. - Clay Miner.: 17, 23-39.
- MEGGERS, H. (1991): Zementation und Lösungserscheinungen an mio-pliozänen Gehäusen von *Neoglobobulimina atlantica* (BERGGREN 1972), Implikationen für frühdiagenetische Prozeßabläufe und Veränderungen des Bodenwasserchemismus, ODP Leg 104, Bohrung 642C, Vøring Plateau. Dipl. Arb. Universität Kiel, 51.
- MICHEL, H. V., ASARO, F., ALVAREZ, W., ALVAREZ, L. W. & JOHNSON, D. A. (1983): Abundance profiles of iridium and other elements near the Cretaceous/Tertiary boundary in Hole 516 of Deep Sea Drilling Project Leg 72. - In BARKER, P. F., CARLSON, R. L., JOHNSON, D. A. et al., Init. Repts, DSDP, 72: Washington (U.S. Government Printing Office), 931-938.
- MILLER, K. G. & TUCHOLKE, B. E., (1983): Development of Cenozoic Abyssal Circulation South of the Greenland-Scotland Ridge. - In: BOTT, M., TALWANI, M., THIEDE, J. & SAXOV, S.,: Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge, Plenum, New York, 549- 589.
- MONAGHAN, M. C., KRISHNASWAMI, S. & TUREKIAN, K. K. (1985): The global-average production rate of ^{10}Be . - Earth Planet. Sci. Letters, 76, 279-287.
- MOORE, C. B. (1962): Researches on meteorites. Wiley & Sons, New York / London.
- MOORE, T. C. J., VAN ANDEL, T. H., SANCETTA, C. & PISIAS, N., (1978): Cenozoic Hiatuses in Pelagic Sediments. - Micropaleontology: 24, 113-138.
- MÜLLER, T. J., MEINCKE, J. & BECKER, G. A. (1979): The distribution of water masses on the Greenland-Scotland Ridge. - In Aug. / Sept. 1973 Data-Report. - Ber. IFM, 62, 1-172.

- MULLER, R. (1989): *Nemesis*. Guild Publishing London.
- MURALLI, A. V., PAREKH, P. P. & CUMMING, J. B. (1990): On the determination of iridium in diverse geological samples employing HPGe-coincidence/NaI(Ti)-anticoincidence spectrometry. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*: 54, 889-894.
- MURAWSKI, H. (1972): *Geologisches Wörterbuch*. Enke Verlag, Stuttgart, 260.
- MUTTER, J. C. (1984): Cenozoic and late Mesozoic stratigraphy and subsidence history of the Norwegian margin. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95, 1135-1149.
- NADEAU, P. H., TAIT, J. M., McHARDY, W. J. & WILSON, M. J. (1984a): Interstratified XRD-characteristics of physical mixtures of elementary clay particles. - *Clay Minerals*: 19, 67-76.
- NADEAU, P. H., WILSON, M. J., McHARDY, W. J. & TAIT, J. M. (1984b): Interparticle diffraction: A new concept for interstratified clays. - *Clay Minerals*: 19, 757-769.
- OLPHEN VAN, H. (1963): *An introduction to clay colloid chemistry*. Wiley & Sons, New York, 301.
- PALMER, M. R., & ELDERFIELD, H., (1985): Sr isotope composition of sea water over the past 75 Myr. - *Nature*: 314: 526-528.
- PETTERSON, H. & ROTSCHI, H. (1952): The nickel content of deep-sea deposits. - *Geochim. et Cosmochim.*: 2, 81-90.
- PETTERSON, H. & FREDRIKSSON, K. (1958): Magnetic spherules in deep-sea deposits. - *Pacific Sci.*: 12, 71-81.
- PETTIJOHN, F. J. (1975): *Sedimentary rocks*. Harper and Row, New York, 628.
- QVALE, G. & SPIEGLER, D. (1989): The stratigraphic significance of *Bolboforma* (algae, chrysophyta) in Leg 104 samples from the Vøring Plateau. - In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. et al., *Proc. ODP, Sci. Results, 104 College Station, TX (Ocean Drilling Program)*: 487-496.
- RAISBECK, G. M. YIOU, F., BOURLES, D. & KENT, D. V. (1985): Evidence for an increase in cosmogenic ^{10}Be during a geomagnetic reversal. - *Nature*, 315, 315-317.
- RAVIZZA, G., TUREKIAN, K. K. & HAY, B. J. (1991): The Geochemistry of Rhenium and Osmium in recent Sediments from the Black Sea. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*: 55, 3741-3752.
- RICHTER, F. M. & DEPAOLO, D. J. (1988): Diagenesis and Sr isotopic evolution of seawater using data from DSDP 590B and 575. - *Earth and Planet. Sci. Let.*, 90, 382-394.
- ROBERTS, D. G., MONTADERT, L. & SEARLE, R. C., (1979): The Western Rockall Plateau: Stratigraphy and Structural Evolution. - *Deep Sea Drill. Proj.*: 48, 1061-1088.
- RÖSLER, H. J. & LANGE, H. (1976): *Geochemische Tabellen*. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 674.

- RONA, P. A. (1973): Worldwide unconformities in marine sediments related to changes of sea level. - *Nature*: 244, 25-26.
- SACKETT, W. M. (1964): Measured deposition rates of marine sediments and implications for accumulation rates of extraterrestrial dust. - *Ann. N.Y. Acad. Sci.*: 119, 339-346.
- SCHMIDT, G. & PERNICKA, E. (1990): Pd, Os, Ir, Ru, Pt, Re, und Au in Gesteinen des Impaktkraters Nördlinger Ries. *Ber. der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft., Beiheft zum European Journal of Mineralogy*, 2, 223.
- SCHNEIDER, E., STORZER, D., HARTUNG, J. B., FECHTIG, H., & GENTNER, W., (1973): Microcraters on Apollo 15 and 16 Samples and Corresponding Cosmic Dust Fluxes. *Contributions at the fourth Lunar Science Conference, Houston, 1973*.
- SEGL, M., MANGINI, A., BEER, I., BONANI, G., SUTER, M., WÖFLI, W. & MEASURES, C. (1987): ^{10}Be in the Atlantic Ocean, a transect at 25°N . - *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.*, 29, 332-334.
- SHEDLOVSKY, J. P. & PAISLEY, S. (1966): On the meteoritic component of stratospheric aerosols. - *Tellus*: 18, 499-503.
- SKOGSEID, J. & ELDHOLM, O. (1989): Vøring Plateau continental margin: seismic interpretation, stratigraphy, and vertical movements. - In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. et al., *Proc. ODP, Sci. Results, 104 College Station, TX (Ocean Drilling Program)*: 993-1032.
- SOUTHON, J. R., KU, T. L., NELSON, D. E., REYSS, J. L., DUPLESSY, J. C. & VOGEL, J. S. (1987): ^{10}Be in a deep-sea core: implications regarding ^{10}Be production changes over the past 420 ka. - *Earth. Planet. Sci. Letters*, 85, 356-364.
- SPIEGLER, D. (1989). Ice rafted Cretaceous and Tertiary fossils in Pleistocene- Pliocene Sediments, ODP Leg 104, Norwegian sea. - In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. et al., *Proc. ODP, Sci. Results, 104 College Station, TX (Ocean Drilling Program)*: 739-744.
- SPIEGLER, D. & JANSEN, E. (1989): Planctonic foraminifer biostratigraphy of Norwegian Sea sediments: ODP Leg 104. - In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. et al., *Proc. ODP, Sci. Results, 104 College Station, TX (Ocean Drilling Program)*: 681-696.
- STADLER, G. (1963): Petrographie und Diagenese der oberkarbonischen Tonsteine in der Bohrung Münsterland 1. - *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.*: 11, 283-293.
- STANLEY, S. M. (1989): *Earth and life through time*. Freeman and Company, New York, 689.
- SWIFT, J. H. & KOLTERMANN, K. P. (1988): The origin of Norwegian deep sea water. - *J. Geophys. Res.*, C4, 3563-3569.
- THIEDE, J., ELDHOLM, O. & TAYLOR E. (1989): Variability of cenozoic Norwegian-Greenland Sea paleoceanography and northern hemisphere paleoclimate.- In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. et al., *Proc. ODP, Sci. Results, 104 College Station, TX (Ocean Drilling Program)*: 1067-1120.

- TRANGELED, S. (1974): Oceanography of the Norwegian and Greenland Seas and adjacent areas, vol. II-Survey of the 1870-1970 literature. - Nato-Saclant AWS Res. Centre (Italy). Mem. SM-47: 187.
- TUREKIAN, K. K. (1976): Oceans. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, 149.
- UJIE, H., (1984): A middle Miocene Hiatus in the Pacific Region: its Stratigraphic and Paleooceanographic Significance. - *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*: 46, 143-164.
- VEIZER, J. (1989): Strontium isotopes in seawater through time. - *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*: 17, 141-167.
- VINOGRADOV, A. P. (1962): Atomare Häufigkeiten der chemischen Elemente auf der Sonne und in Steinmeteoriten. - *Geochimija*, 4, 291-295 (russ.).
- WAHLEN, M., KOTHARI, B., ELMORE, D., BANERJEE, S. K. & LESKEE, W. (1983): ^{10}Be in lake systems. - *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 64, 282.
- WASSON, J. T. (1985): Meteorites, their record of solar system history. Freeman, New York.
- WASSON, J. T. & KYTE, F. T. (1987): Comment on the letter "On the influx of small comets into the earth's atmosphere II: interpretation". - *Geophysical Research Letters*, 14 (7), 779-780.
- WEAVER, C. E. (1989): Clays Muds and Shales. Elsevier, Amsterdam, 819.
- WENZEL, M. K. C. (1986): Die mittlere Zirkulation des Nordatlantik auf der Grundlage klimatologischer hydrographischer Daten. - *Ber. Naturfor. Gesell. Freiberg im Breisgau*: 67, 371-392.
- WOLD, C. N. (1992): Paleobathymetry and sediment accumulation in the northern North Atlantic and southern Greenland-Iceland-Norwegian Sea. Dissertation (Universität Kiel), 255.
- WOLF, T. C. W., (1990): Paläo-Ozeanographisch-Klimatische Entwicklung des nördlichen Nordatlantik seit dem späten Neogen: (ODP Legs 105 und 104, DSDP Leg 81), Teil II.- Dissertation (Universität Kiel): 188.
- WOLF, T. C. W. (1991): Paläo-Ozeanographisch-Klimatische Entwicklung des nördlichen Nordatlantik seit dem späten Neogen: (ODP Legs 105 und 104, DSDP Leg 81). - *Geomar Report*, 5, 1-92.

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich bei Prof. Dr. W.-Chr. Dullo für die Anregung zu dieser Arbeit und für seine Betreuung bedanken.

Prof. Dr. J. Thiede der diese Untersuchung durch Mittel aus dem ihm zugesprochenen Leibnitz-Preis bereitwillig förderte, möchte ich ebenfalls danken.

Auch gilt mein Dank Priv. Doz. Dr. E. Pernicka, in dessen Arbeitsgruppe die Neutronenaktivierungsanalysen durchgeführt wurden.

Mein ganz besonderer Dank gilt meinem ehemaligen Kommilitonen Dipl. Geol. Martin Frank, der die Berylliummessungen durchführte und mir auch bei der fachlichen Auswertung der Ergebnisse dieser Messungen zur Seite stand.

Am Geomar danke ich meiner Kollegin Bettina Gehrke und meinem Kollegen Tom Letzig für ihre Unterstützung bei der Bearbeitung der Tonmineralogie.

Nicht missen möchte ich die manchmal harten und aber immer konstruktiven Diskussionen mit Nicole Biebow und Helge Meggers. Weitere Kollegen, die mir jederzeit hilfreich zur Seite standen, sind Sigrid Körsen, Roland Kantz, Andreas Hamich, Christoph Gaedicke, Martin Weinelt, Chris Wold und Thomas Wolf-Welling.

Holger Zill und Olaf Grobe sei an dieser Stelle für ihre Mithilfe bei den Laborarbeiten gedankt.

Für die fachliche Durchsicht des geochemischen Teils dieser Arbeit möchte ich Dipl. Chem. Ing. Uwe Herrmann danken. Auch gilt mein Dank Prof. Dr. Peter Wilrich für die statistische Begutachtung der Auswertung der Strontiumverhältnisse. Für die Messung der Strontiumisotope möchte ich mich bei Dr. Buhl bedanken.

Ermöglicht wurde diese Arbeit erst durch das DFG-Projekt Du 129/5 "Driftsedimentation", wofür ich mich an dieser Stelle bei der DFG bedanken möchte.